оглавление

ВВЕДЕНИЕ
ГЛАВА 1. ФОРМАЦИИ. СЕРИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАГ-
МАТИЧЕСКИХ ПОРОД
1.1. Магматические формации
1.2. Магматические серии
1.3. Генетические типы магматических пород
ГЛАВА 2 МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ (ФОРМАЦИИ)
OKEAHOB 13
21 Геологическое строение океанов 13
22 Формационное расуленение магматических пород океана 19
2.3. Вулканические ассоциации срединно-океанических хребтов
2.4. Вулканические ассоциации океанических островов (внутрипли-
тные)
2.5. Интрузивные породы океанов
2.6. О роли магматических пород в формировании океанической ко-
ры
2.7. Выводы
ГЛАВА З МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН
ЗАПАЛНО-ТИХООКЕАНСКОГО (ОСТРОВОЛУЖНОГО) ТИПА 85
3.1. Общая характеристика окраин континентов
3.2. Геология и глубинное строение островных луг
3.3. Главные формационные типы и эволюция магматизма 92
3.4. Петрогенетические серии и вешественный состав вулканичес-
ких порол островных луг 99
3.5. Ксенолиты и ролственные включения 126
3.6. Латеральная зональность
3.7. Происхождение и эволюция магматических пород '
3.8. Выволы
ГЛАВА 4. МАГМАТИЗМ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОК-
РАИН ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО (АНДСКОГО) ТИПА 156
4.1. Общая характеристика и глубинное строение. 156
4.2. Основные черты геологического строения
4.3. Главные формационные типы и эволюция магматизма
4.4. Области магматического питания Андской окраины. 166
4.5. Петрогенетические серии и вещественный состав магматичес-
ких пород
4.6. Происхождение и эволюция магматических пород 175
4.7. Выводы
ГЛАВА 5. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ 180
5.1. Рельеф и глубинное строение
5.2. Геология

5.3. Магматические формации и петрогенетические серии	.191
5.4. Вещественный состав вулканических пород	.192
5.5. Происхождение вулканических пород	.201
5.6. Эволюция магматических формаций во времени	.203
5.7. Выводы	.206
ГЛАВА 6. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ, ВСКРЫТЫЕ В ГЛУ-	
БОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБАХ	.207
6.1. Геология.	.207
6.2. Типы разрезов континентальных и островных склонов желобов	211
6.3. Типы разрезов океанических склонов желобов	.212
6.4. Магматические формации островных и континентальных скло-	
нов желобов	213
6.5. Магматические формации океанических склонов желобов	. 222
6.6. Проявления молодого вулканизма в глубоководных желобах и в	3
преддужье.	.224
6.7. Выводы	.226
ГЛАВА 7. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВНУТРИКОНТИНЕН-	
ТАЛЬНЫХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ.	.228
7.1. Геология и геотектонические обстановки магматизма	.229
7.2. Магматические формации и эволюция магматизма	234
7.3. Вещественный состав вулканических пород	.238
7.4. Происхождение первичных магм.	.242
7.5. Эволюция первичных магм.	.245
7.6. Выводы.	.247
ГЛАВА 8. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РИФТОВЫХ ЗОН КОН	-
ТИНЕНТОВ	249
8.1. Основные черты геологии и глубинного строения	.249
8.2. Эпиплатформенные рифтовые зоны.	252
8.3. Эпиорогенные рифты.	.274
8.4. Происхождение и эволюция магматических пород континен-	
тальных рифтов	.286
8.5. Выводы.	.294
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	296
ЛИТЕРАТУРА	302
***************************************	202

Т.И.Фролова, И.А.Бурикова

Магматические формации современных геотектонических обстановок



Учебное издание

Фролова Татьяна Ивановна, Бурикова Ирина Александровна Магматические формации современных геотектонических обстановок

Зав. редакцией И.И. Щехура Редактор Н.В. Баринова

Компьютерная верстка И.В.Фролова

ЛР № **040414** от 27.03.92 Подписано в печать 07.08.97 Формат 60х90 **I/16** Бумага офсетная Гарнитура **Таймс** Офсетная печать Усл. печ. л. 20 Уч.-изд. л. 20 Тираж 500 экз Заказ 5808 Заказное. Изд. № 6230

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета, 103009, Москва, ул. Б.Никитская. 5/7 Отпечатано в 4-ом филиале ВИ. Т.И. Фролова, И.А. Бурикова

Магматические формации современных геотектонических обстановок

Издательство Московского университета

ББК 26.303 Ф91 УДК 549.1: 542.4

Рецензенты:

кафедра петрофафии геологоразведочного факультета МГГА; доктор **геол.-минер**. наук, член-корреспондент РАН Л.Н. Когарко

Федеральная профамма книгоиздания России

Фролова Т.И., Бурикова И.А.

Ф91 Магматические формации современных геотектонических. обстановок: Уч. пособие. - М.: Изд-во МГУ, 1997. - 320 с: ил. ISBN 5-211-03723-5

Рассмотрены геология, тектоническая позиция, вещественный состав, а также геодинамический режим формирования магматических пород океанов и континентов. Магматизм трактуется как следствие глубинных процессов, направленных к поверхности Земли от ее центра. Показана роль магматизма в процессах преобразования земной коры, ее созидания и разрушения.

Для студентов старших курсов геологических факультетов, а также для геологов, петрологов и тектонистов.

ББК 26.303

ISBN 5-211-3723-5

© Фролова Т.И., Бурикова И.А., 1997

введение

Настоящая книга написана на основе лекционного курса, читаемого профессором Т.И.Фроловой для студентов-петрологов геологического факультета Московского государственного университета. Главная задача книги — выявление связей между современными процессами магматизма, начиная от магмогенерации и кончая эволюцией магматических расплавов, и тектонической обстановкой их проявления. При этом основным объектом изучения являются не отдельные магматические породы, а их парагенезисы — формации, более жестко связанные с тектоническими и геодинамическими обстановками. Изучение современных процессов магматизма способствует пониманию петрогенезиса древних магматических образований и свойственных им тектонических условий их формирования, осложненных последующими деформациями и метаморфизмом.

Ставя перед собой подобную задачу, необходимо учитывать вероятность ограниченного применения принципа актуализма в связи с поступательной эволюцией Земли. Процессы магматизма в палеозое, и тем более в докембрии, могут значительно отличаться от современных. Поэтому к подобным аналогиям следует подходить с тем большей осторожностью, чем больше мы углубляемся в прошлое. В предлагаемой книге не дается рецептов восстановления геодинамических обстановок при помощи магматизма. Она является своего рода справочником, где исследователь может почерпнуть информацию о составе и происхождении магматических пород различных обстановок кайнозоя, сопоставить ее с имеющимся у него фактическим материалом и дать объективную оценку возможной аналогии.

Ограничение кайнозойскими примерами естественно сужает материал книги, тем более что кайнозойский этап развития Земли (начиная с середины мела) обладает рядом особенностей в плане тектоники и связанного с ней магматизма, что необходимо учитывать (Милановский, 1995). К ним относятся: возрастание процессов океаногенеза; интенсификация эндогенных (тектонических и магматических) процессов внутри плит, как океанических, так и континентальных, в том числе широкое развитие континентального рифтогенеза; сокращение проявлений внутриконтинентального геосинклинального процесса; заложение и развитие новой генерации окраинных подвижных поясов; сокращение коллизионных явлений, связанных со столкновением крупных плит и блоков. Эти особенности обусловлены тем, что для кайнозойского этапа в целом характерно преобладание глобальных явлений растяжения, сменяющихся временным усилением сжатия лишь в его середине (конец эоцена — миоцен). Все сказанное, в том числе относительные объемы разных типов магматических формаций, необходимо учитывать при использовании магматизма как индикатора древних обстановок.

В книге приводится характеристика типоморфных магматических формаций главных кайнозойских тектонических обстановок. Их особенности более подробно рассматриваются на конкретных примерах, принятых за своего рода эталоны. На основе геологических и геофизических ланных, сопровожлаемых детальным изучением вещества формаций (петрографии, структурных и текстурных особенностей, содержаний главных элементов и элементов-примесей, данных по радиогенным и стабильным изотопам), делаются выводы об источниках первичных магматических расплавов, условиях их выплавления и дальнейшей эволюции, определяемой процессами поднятия к поверхности. Главное внимание уделено формациям вулканических пород, более адекватных составу расплавов, возникающих в недрах Земли, по сравнению с интрузиями. В последних первичная природа магм осложнена процессами внутрикамерной дифференциации, субсолидусными реакциями и процессами автометаморфизма. Кроме того, в кайнозойских магматических ареалах интрузивные породы относительно редко обнажены из-за малого эрозионного среза.

Петрологические исследования, изучение связей магматизма и тектоники приводят авторов к концепции о ведущей роли мантийного диапиризма, порождаемого сверхглубинными потоками вещества и энергии — "суперплюмами" (Larson, 1991), в эндогенной эволюции Земли, а также о главенствующей роли магматизма как фактора преобразования земной коры, созидания и разрушения ее главных типов, что изменяет состав и объем земных оболочек и обусловливает общий круговорот мантийного и корового вещества. Мы постарались показать, что разные типы вертикальных рядов магматических формаций являются индикаторами наращивания континентальной коры или ее разрушения и деструкции.

Основная часть текста написана Т.И.Фроловой. Данные по сравнительной характеристике вещественного состава магматических пород собраны и обработаны И.А.Буриковой. Значительная часть приводимых фактических материалов, в частности по магматизму океанов и активным окраинам западно-тихоокеанского типа, является оригинальной.

В процессе работы отдельные ее аспекты обсуждались с В.В.Белоусовым, Дж.Бейли, Т.К.Злобиным, Б.В.Ивановым, Н.В.Короновским, А.А. Маракушевым, Е.Е.Милановским, Л.Л.Перчуком, В.Л.Сывороткиным, В.Т.Фроловым. Обилие собранного фактического материала и его обработка были бы невозможны без сотрудников Дальневосточной экспедиции МГУ — В.Т.Фролова, А.В.Гущина, В.Л. Сывороткина, а также аспирантов (Ю.И.Коновалова, С.И.Дриля, И.Н.Биндемана, Махмуда Мустафы) и студентов геологического факультета МГУ. Много сил в оформление работы вложено И.В. Фроловой. Всем им авторы глубоко благодарны.

Авторские анализы по петрогенным элементам, элементам-примесям, РЗЭ, изотопам стронция выполнены в лаборатории Копенгагенского университета под руководством Дж.Бейли.

Учебное пособие подготовлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (тема 93-05-14267) и Международного научного фонда, возглавляемого Дж. Соросом (NC-7000).

ПРИНЯТЫЕСОКРАЩЕНИЯ

Индексы минералов:

Ab – альбит	Crd - кордиерит	Gr - фанат	Or- ортоклаз
An – анортит	Crm - хромит	Hb - роговая обманка	Р1 - плагиоклаз
Avg- авгит	Di - диопсид	Ilm – ильменит	Q – кварц
Ві - биотит	En - энстатит	Mt - магнетит	Sp - шпинель
Cal – кальцит	Fa – фаялит	Ms - мусковит	TiMt - титаномагнетит
Chl - хлорит	Fs - ферросилит	Ol - оливин	Tr - тремолит
Срх - клинопи-	Fo - форстерит	Орх - ортопироксен	Usp - ульвошпинель

Термодинамические параметры:

Eh - окислительно-восстановительный по-	WM - буфер вюстит-магнетит
тенциал	
рН - щелочно-кислотный потенциал	QFM - буфер кварц-фаялит-магнетит
¹ 02-фугитивность кислорода	NNO - буфер никель-бунзенит
I₩- буфер железо-вюстит	«М» - магнезиальность

БЫ- бонинитовые

Индексы пород: Индексы серий: Б-базальты Д-дациты Т- толеитовые АБ - андезибазальты РД - риодациты ИЩ - известково-щелочные А - андезиты Р - риолиты СЩ - субщелочные АД - андезидациты ИГ - игнимбриты Щ - щелочные (фельдшпатоидные)

ГЛАВА 1 ФОРМАЦИИ, СЕРИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Еще в начале прошлого столетия было замечено, что горные породы образуют закономерно повторяющиеся ассоциации, получившие название геологических формаций, которые являются более высокими таксономическими единицами по сравнению с горными породами. Представляя собой крупные геологические тела, формации обнаруживают тесную связь с тектоническими структурами и характеризуются определенным типом металлогении.

История становления понятия "геологическая формация" подробно изложена в многочисленных работах (Усов, 1945; Херасков, 1962; Кузнецов, 1964; Шатский, 1945; и др.). Нами под *геологической формацией* понимается естественное сообщество (парагенезис) пород, устойчиво повторяющееся в геологическом пространстве и во времени в конкретной геологической обстановке. Это определение подчеркивает двойственное положение учения о формациях на стыке наук историко-геологического плана и наук о веществе Земли.

1.1. Магматические формации

Они являются частным случаем геологических, прежде всего потому, что широко распространены парагенезисы пород, включающие в себя как эндогенные магматические, так и экзогенные осадочные образования. Следовательно, различного понимания термина быть не может. К магматическим породам понятие "формация" стал применять с конца прошлого столетия Ф.Ю.Левинсон-Лессинг (1888). В дальнейшем теоретические основы формационного анализа разрабатывали многочисленные ученые (Тиррель, 1933; Барт, 1956; Билибин, 1959; Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964; Москалева, Шаталов, 1974; Масайтис, Румянцева, 1979; Белоусов, 1976; Шинкарев, 1978; и др.). Наиболее поздним обобщением по формационному анализу является работа коллектива авторов АН СССР (Богатиков и др., 1987). Формационный анализ служит методом исследования формаций и состоит из двух главных этапов: их выделения и типизации. На первом этапе путем геологического картирования выделяются конкретные геологические тела. Магматические формации разделяются на два типа: вулканогенные и интрузивные. Вулканогенные формации неред-



Рис. 1.1. Классификационная петрохимическая диаграмма вулканических серий. Типы серий: Т - толеитовая, ИЩ - известково-щелочная, КБ - коматит-бонини-товая, СШ - субщелочная, Щ - щелочная; подтипы: Na - натриевый, К-Na - калиево-натриевый, К - калиевый

ко содержат в парагенезисах осадочные породы и представляют собой части стратифицированных разрезов. Они обычно совпадают со свитами — подразделениями местной стратиграфической шкалы, поскольку как те, так и другие отражают главные этапы развития региона. В то же время, если целью стратиграфического расчленения является выделение одновозрастных отложений, которые могут иметь различный вещественный состав и фациальный облик, то цель формационного анализа — выделение парагенезисов пород, обладающих вещественной общностью. Формации могут быть мельче или крупнее свит, а их границы в отличие от последних могут смещаться по возрастной шкале. Кроме того, если конечная задача стратиграфии — возрастное расчленение разреза, т.е. выделение свит, то при формационном анализе выделение формаций является лишь отправным пунктом исследований.

Определение границ интрузивных формаций представляет собой более сложную задачу, вследствие того что породы, относящиеся к единой формации, часто образуют изолированные разобщенные тела, а разновозрастные интрузивы, относящиеся к разным формациям, пространственно

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,20	49,58	48,80	5,59	46,46	44,30
TiO ₂	1,84	1,98	0,61	1,05	3,01	2,51
Al_2O_3	15,74	14,79	11,00	16,29	14,64	14,70
Fe ₂ O ₃	3,79	3,38	2,15	8,40*	3,27	3,94
FeO	7,13	8,03	8,90	-	9,11	7,50
MnO	0,20	0,18	0,20	0,16	0,14	0,16
MgO	6,73	7,30	14,30	8,96	8,19	8,54
CaO	9,47	10,36	9,28	9,50	10,33	10,19
N_2O	2,91	2,37	1,40	2,89	2,92	3,55
Ca_2O	1,10	0,43	0,16	1,07	0,84	1,96
P ₂ O ₅	0,35	0,24	0,08		0,37	0,74

Средний состав генетических типов базальтов

* Относится к $Fe_2O_3 + FeO.$

Примечание. 1- средний базальт Земли (Le Maitre, **1976**); 2 - толеитовый базальт (Le Maitre, 1976); 3 - коматитовый базальт (Конди, 1983); 4 - известково-щелочной базальт (Jakes, White, 1972); 5 - субщелочной оливиновый базальт (McDonald, Katsura, 1964); 6- базанит (Le Maitre, 1976).

могут быть совмещены. Поэтому помимо геологических методов к выделению интрузивных формаций должны быть привлечены дополнительно петрографические исследования и определения возраста интрузивных тел.

Таким образом, на первом этапе формационного анализа выделяются геологические тела — конкретные магматические формации, или комплексы.

Одним из последних определений Ю.А.Кузнецова (1973), подчеркивающих важность геологических методов выделения формаций (комплексов), является: "магматический комплекс — региональная (конкретная) формация малого масштаба, удобная в качестве опорной единицы для регионального картирования магматических ассоциаций".

Типизация формаций представляет собой сравнение выделенных формаций с ранее изученными эталонами как внутри региона, так и за его пределами. Если при выделении конкретной формации обращают внимание на индивидуальные особенности, позволяющие отделить ее от соседних формаций, то при типизации, абстрагируясь от деталей, выделяют общие черты строения и состава, устойчиво повторяющиеся в геологическом пространстве и во времени. Отношения между формационным типом и конкретной формацией (комплексом) соответствуют отношениям между видом и индивидом. Именно отнесение конкретной формации к определенному формационному типу дает возможность использовать ее как индикатор геотектонических условий и геодинамического режима.

		Содержание SiO ₂ %			
$Na_2O + K_2O$, %	SiO ₂ , %				
A1203	$Na_{2}O + K_{2}O$	64-68	68-73	>73	
Увеличи-	7,5	дацит	риодацит	риолит	
вается до	7,5-8,5	трахидацит	трахирио- дацит	трахириолит	
I и более	>8,5	щелочной трахидацит	пантеллерит	комендит	

Классификация кислых вулканических пород (с изменениями и дополнениями авторов)

Еще более тесно связаны с геологическими условиями формационные ряды, как вертикальные (временные), так и латеральные (пространственные). Они разделяются на прогрессивные (конструктивные), ведущие к созиданию земной коры, и регрессивные (деструктивные), свойственные этапам ее разрушения.

1.2. Магматические серии

Результаты формационного анализа приводят к выделению парагенетических ассоциаций магматических пород, члены которых отнюдь не всегда связаны между собой общностью генезиса. Лишь дальнейшее петрологическое изучение позволяет установить наличие или отсутствие общности происхождения пород, входящих в состав формаций. Породы, объединенные такой общностью, носят название магматических серий (Заварицкий, 1950). Серии образуются в результате эволюции единой родоначальной магмы под влиянием разнообразных петрогенетических процессов (магматической, кристаллизационной, флюидной дифференциации, взаимодействия с вмещающим субстратом, смешения с другими порциями расплавов) или в результате последовательных этапов парциального плавления из общего субстрата. Таким образом, серии являются петрогенетическими совокупностями пород. Поскольку в молодых образованиях признаки генетического родства устанавливаются более достоверно, чем в древних, главнейшие типы серий были выделены преимущественно на кайнозойских объектах. Несмотря на многообразие конкретных сообществ магматических пород, число главнейших типов серий невелико, что связано с ограниченным количеством ведущих механизмов петрогенезиса.

Отнесение родственных ассоциаций к тому или иному типу серий производится в первую очередь по химизму (рис. 1.1).

Оксиды	I тип					ΠT	ип		
		(толеи	говый)		(ИЗ	(известково-щелочной)			
	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO ₂	66,04	66,26	64,81	71,37	66,08	75,93	66,95	72,19	
TiO ₂	1,03	0,59	0,91	0,48	0,45	0,18	0,64	0,43	
Al_2O_3	12,72	14,18	13,92	13,59	15,35	13,47	15,41	14,68	
Fe_2O_3	2,48	1,72	9,06*	1,89	1,83	0,77	1,48	1,94	
FeO	6,55	6,34	-	2,94	3,90	0,91	3,18	1,30	
MnO	0,11	0,19	0,18	0,18	0,10	0,10	0,10	0,05	
MgO	0,54	1,64	1,62	0,66	2,28	0,41	1,45	0,72	
CaO	2,65	5,73	5,92	3,44	5,35	1,90	3,77	1,51	
Na ₂ O	4,62	2,79	4,38	3,84	3,26	3,92	3,12	3,93	
K_2O	2,26	1,03	0,49	1.42	0,72	2,31	1,30	3,33	
P_2O_5	-	0,21	0,17	0,19	0,07	0,12	-	-	

Средний химический состав различных

• Относится к $Fe_2O_3 + FeO_3$

Примечание. 1- гранофир, поздний дифференциат долерита, Дилсбург, (Брайан, 1983); 3 - дацит, поток, Южные Сандвичевы острова (Luff, 1982); 4 -5 - дацит, вершинный купол, вулкан Менделеева, о. Кунашир, Курильская дуга дуга Хонсю (Aramaki, Ui, 1982); 7 - дацит средний, высокоглиноземистый, ба-Чукотского пояса (Котляр и др., 1981); 8 - средний риолит липарит-андезиба--риолит, вулкан Хангар, анализы автора; 10 – средний состав риолитов и тра-Охотского сектора Охотско-Чукотского пояса (Котляр и др., 1981); 12 - риолит цит, о. Исландия (Поляков и др., 1976); 14 - трахириодацит, о. Пасхи (Кренде-1972); 16 - щелочной трахидацит, о. Пантеллерия (Villary, 1975); 17 - пантеллеческий океан (Harris, 1983).

На основании соотношения щелочей и кремнезема выделяют серии нормальной щелочности, породы которых являются гиперстен- и кварцнормативными, повышенной щелочности (без модальных фельдшпатоидов, но, возможно, с акцессорным количеством нормативных) и щелочные (с модальными фельдшпатоидами). Дальнейшее разделение серий нормальной щелочности производят на основании темпа роста железистости по отношению к кремнезему. Высокий рост железистости характерен для толеитовых серий по сравнению с известково-щелочными и коматит-бонинитовыми. Последние, в свою очередь, отличаются от известково-щелочных высокими меланократовостью и известковистостью. Более дробное деление производится по характеру щелочности с выделением натриевых, калиево-натриевых и калиевых подтипов. По мере увеличения щелочности пород увеличивается количество калиевых подтипов. Конкретные серии часто пересекают формальные границы, установленные для типовых серий, что связано со сменой ведущего механизма петрогенезиса в процессе эволюции.

	III 1	ип		IVтип			Vтип		
(одно	оодных н	кислых п	ород)	(cy	бшелочн	ой)	(щелочной)		
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
73,27	75,51	74,50	74,70	66,55	71,92	74,50	64,20	69,31	74,05
0,21	0,20	0,12	0,25	0,43	0,28	0,06	0,61	0,30	0,13
14,38	13,21	13,54	12,25	15,02	13,59	13,76	11,09	9,76	12,44
0,48	1,06	0,74	0,92	1,71	0,54	1,23	7,69	2,44	2,53*
0,56	0,21	1,21	1,32	2,67	2,71	0,66	1,40	4,60	-
0,08	0,06	0,09	0,02	0,17	0,11	0,09	0,24	0,28	0,06
0,42	0,35	0.34	0,65	0,54	0,08	0,12	0,71	0,17	0,04
0,93	1,18	0,56	1,35	1,71	1,08	0,88	0,98	0,48	0,22
5,27	3,68	2,73	3,27	5,57	5,93	4,08	5,20	6,41	5,53
3.53	4.48	4,07	4,40	4,21	3,37	4,46	4,94	4,67	4,60
0,06	0.05	-	0,07	0,10	-	0,02	0,07	-	0,02

генетических типов кислых вулканических пород

Пенсильвания (Тернер, Ферхуген, 1961); 2 - дацит, поток, о. Фанаулей, Тонга афировый риодацит пижонитовой серии, Изу-Хаконе, Япония (Aramaki, Ui, 1982); (Фролова и др., 1985); 6 - риолит средний, известково-шелочной серии, Япония, зальт-андезибазальтовой формации внешней зоны Охотского сектора, Охотскозальтовой формации, Анадырский сектор, внутренняя зона (Котляр и др., 1981); 9 хириолитов, Анды (Эварт, 1983); 11 - риолитовые игнимбриты внешней зоны Верхнечегемского нагорья, Северный Кавказ (Короновский, 1981); 13 – трахидалев, 1976); 15 - трахириолит, Спитаксар, Гегамское нагорье, Армения (Карапетян, рит, о. Пантеллерия (Noble, Haffty, 1969); 18 - комендит, о. Вознесения, Атланти-

Все типы серий, кроме известково-щелочных, развитых лишь на континентальной коре, встречаются на земной коре любого типа. Этот факт, так же как и наличие в известково-щелочных сериях ксенолитов континентальной коры, позволяет предположить участие последней в их генезисе. Аналогично, включения мантийных ультрамафитов в субщелочных и щелочных сериях являются указанием на важную роль в их образовании взаимодействия выплавленных магм с материалом мантии.

Вопрос о составе родоначальных расплавов магматических серий дискуссионен. Большинство исследователей склоняются к ультраосновному их составу, причем, как правило, родоначальные расплавы не дости- • гают поверхности. В то же время, в связи с повсеместным распространением и огромными объемами базальтов целесообразно производить первое разделение на серии именно по тем составам базальтов, которые соответствуют котектикам и эвтектикам. За исключением редко встречающихся ультраосновных пород, базальты, кроме того, являются производными наиболее высокотемпературных и обладающих наибольшей свободной энергией расплавов, всегда эволюционирующих в сторону увеличения кремнекислотности. Магматические серии подразделяются на однородные (с резким преобладанием одного вида пород), непрерывные (состоящие из непрерывного по кремнекислотности спектра пород) и контрастные (состоящие из пород, дискретных по кремнезему).

1.3. Генетические типы магматических пород

Близкие по составу породы, относящиеся к одному породному виду (базальты, андезиты, дациты, риолиты и др.), входящие в состав различных типов серий, различаются между собой рядом особенностей, определяемых спецификой их генезиса. Таким образом, один и тот же вид пород может быть расчленен на генетические типы. *Генетические типы горных пород* — образования, возникшие в результате эндогенного геологического процесса определенного типа при специфических физико-химических условиях, порожденных той или иной геотектонической и **геодинамиче**ской обстановкой. Работа по выделению генетических типов **еще** далека от завершения.

Формальная классификация пород (Магматические горные..., 1983), основанная лишь на вещественном составе, недостаточна для выделения генетических типов, когда привлекается весь комплекс вещественных, структурных, геологических признаков. В настоящее время уверенно выделяют пять генетических типов базальтов: толеитовые, коматитовые, известково-щелочные, субщелочные и щелочные (табл. 1.1). Практически в каждом из них достаточно четко обособляются подтипы, причем некоторые (например, базальты срединно-океанических хребтов) близки к выделению в самостоятельные генетические типы, что, по-видимому, и будет сделано в дальнейшем.

Кварцнормативные кислые породы представляют собой конечные члены большинства петрогенетических серий, за исключением щелочных. Они содержат более 64% кремнезема, вплоть до пород с предельным их содержанием, соответствующим гранитным эвтектикам (SiO₂=75-80%). Вариации их состава весьма широки. В табл. 1.2 приводится классификация кислых вулканитов, за основу которой взята химическая классификация Терминологической комиссии Петрографического комитета (Магматические горные..., 1983).

Генетические типы, выделенные по комплексу признаков, не соответствуют видам пород, выделенных в приведенной выше химической классификации. В пределах каждого типа виды пород весьма вариабельны. Как и в базальтах, выделяется пять главнейших генетических типов кислых пород (табл. 1.3). Три первых типа характеризуются нормальной щелочностью, два последних — повышенной.

Практически в каждом из пяти генетических типов, выделенных на основании геологического положения, вещественного состава, взаимоотношений с более основными вулканитами, различают по две структурные разновидности, которые отражают различия в геологических условиях, определяющих содержание и режим летучих компонентов. Первая разновидность образует относительно короткие, мощные потоки, экструзии и субвулканические тела, сложенные вязкой магмой с низким содержанием летучих в результате либо первичной сухости расплавов, либо дегазации. Вторая — представлена пемзово-пирокластическими и игнимбритоподобными потоками и покровами, а также неправильной формы субвулканическими телами с тонкими ветвящимися апофизами. Структуры и условия залегания второй разновидности свидетельствуют о подвижности магмы, связанной с высоким содержанием в ней летучих компонентов, которые сохраняются до момента извержения. Количественные соотношения этих разновидностей различны в каждом из выделенных генетических типов (см. табл. 1.3).

ГЛАВА 2. МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ (ФОРМАЦИИ) ОКЕАНОВ

Главнейшая особенность магматизма океанов — его базит-гипербазитовый профиль. Отсутствие в океанах больших объемов средних и кислых пород — результата длительной и сложной эволюции литосферы свидетельствует о примитивности магматических процессов. Океанический магматизм — это гигантский эксперимент, поставленный природой: незначительная мощность холодной океанической коры (6-15 км) исключает возможность ее участия в магмогенерации и, таким образом, океанический магматизм является чистой моделью мантийного магматизма, созидающего земную кору.

2.1. Геологическое строение океанов

В океанической коре выделяется 3 слоя (рис. 2.1). Слой 1 прерывист. Он состоит из осадочных пород и осадков со средней мощностью от 0,5 км, но может достигать до **10–15** км в периферических частях океанов, со скоростями продольных сейсмических волн $v_p = 1,7-2$ км/с. Слой 2 сложен преимущественно базальтами и долеритами, с редкими прослоями осадочных пород, средней мощностью около 2 км с вариациями до 5-5,5 км под срединными хребтами, со скоростями сейсмических волн 4,4-6 км/с, возрастающими в нижних частях слоя. Слой 3 является самым мощным (в среднем 5-7,5 км) со скоростями 6,5-7,5 км/с. Его строение наиболее проблематично, поскольку он до сих пор недостаточно опробован. Данные по драгированию склонов приподнятых блоков океанического дна позволяют предполагать, что 3-й слой состоит из базальтов в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях и метаморфизованных интрузивных габброидов и ультрабазитов. Наиболее древний достоверно определенный возраст океанической коры соответствует мезозою (юра — мел).



Рис. 2.1. Разрез океанической коры, составленный по сейсмическим данным (Basaltic volcanism..., 1981): 1 - осадки; 2 - базальтовый слой (А - базальты, Б параллельные дайки); 3 - габбро (А массивное, Б - расслоенное); 4 - расслоенные перидотиты (А) и верхняя мантия (Б); I - раздел Мохоровичича по сейсмическим данным, П - раздел Мохоровичича по петрологическим данным

Главнейшими геоструктурами океанов являются срединно-океанические хребты (СОХ) и океанические плиты (ложе океана). Характер и интенсивность магматизма каждой из них различны. СОХ совместно с континентальными рифтами входят в состав мировой рифтовой системы, протягиваясь на 60 000 км и возвышаясь на 1000-3000 м нал океаническим дном (рис. 2.2). В результате спрединга в СОХ образуется океаническая кора, возраст которой фиксируется магнитными аномалиями. СОХ имеют различную морфологию: одни из них характеризуются пологими склонами и отсутствием осевого рифта, вторые — более крутыми склонами и наличием четко выраженного рифтового ущелья (рис. 2.3). Примером первого типа хребтов является Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП). примерами второго - Срединно-Атлантический (САХ) и Аравийско-Инлийский (AИX) хребты. Хребты с четко выраженным рифтом обладают широкой (до 25-35 км) осевой долиной, осложненной рядом сбросовых уступов, в пределах которой расположен внутренний рифт (3-9 км), где сосредоточена современная вулканическая активность. Последняя связа-

на с цепями вулканических холмов высотой до 300-800 м, обычно косо ориентированных по отношению к простиранию рифта. Каждый из холмов по морфологии и размерам отличен от соседнего; это позволяет предположить, что вулканическая активность не была непрерывной как в пространстве, так и во времени. Согласно Ж. Франшто (1983), СОХ "не колоссальная фабрика по производству океанической коры, а сеть небольших мастерских".

Хребты типа ВТП сходны с вышеописанными, но в них отсутствует

центральное рифтовое ущелье. Помимо цепи вулканических холмов, разделенных поперечными разломами, в них зафиксированы плоские участки пониженного рельефа, которые интерпретируются как застывшие лавовые озера. Общая ширина зоны активного вулканизма достигает нескольких километров и обычно ограничена трещинами и нормальными сбросами. В их пределах чаще присутствуют небольшие поля современной гидротермальной активности, достигающие 300-400 м².

Согласно гипотезе литосферных плит в СОХ с четко выраженным рифтовым ущельем раздвижение происходит медленнее (1,5-7 см/год) по сравнению с хребтами, в которых отсутствует осевой рифт (до 12-16 см/ год). Однако, часты исключения. Так, в хр. Рейкьянес, где отсутствует рифтовая долина, скорость спрединга невысока. Скорее всего, связь скорости спрединга с типом хребта неоднозначна и обусловлена различными соотношениями между скоростями магмовыделения (большей в хребтах типа ВТП) и спрединга (Милановский, 1991). Отдельные отрезки хребтов смещены относительно друг друга поперечными трансформными разломами, выраженными в рельефе впадинами-грабенами и хребтами-горстами. Некоторые из них прослеживаются в океанических плитах на большие расстояния. Известны переходы СОХ в пределы континентальных блоков. Примеры — продолжение Срединно-Индийского хребта Карлсберг в Аденский залив и далее в Африкано-Аравийский континентальный рифтовый пояс и ВТП в Калифорнийский залив и Калифорнийскую активную окраину (см. рис. 2.2).

Интенсивная магматическая и гидротермальная деятельность в пределах СОХ связана с наличием сложно построенной области разуплотнения верхней мантии с сейсмическими скоростями 7,5-7,9 км/с. Под ВТП она прослеживается на глубину до **10** км. Трактовка этой области как магматического резервуара подтверждается высоким тепловым потоком под срединными хребтами. К ней приурочены длительно живущие вулканические центры. По данным сейсмической томографии эти резервуары связаны с зонами пониженных сейсмических скоростей, а следовательно, разогрева и разуплотнения на глубинах от 150 до 300-500 км (Woodhouse, Dziewonski, **1984)**. В СОХ происходит спрединг и образуется новая океаническая кора (рис. 2.4). Помимо современных СОХ в океанах установлены древние отмершие спрединговые зоны.

Океанические плиты характеризуются сложным строением. Наиболее однородными их участками являются глубоководные выровненные равнины (котловины), часто ограниченные ступенчатыми сбросами, местами осложненные абиссальными холмами, преимущественно вулканического происхождения, перекрытые осадками. Они разделены участками плит с более сложным рельефом: с различного рода поднятиями, хребтами разного возраста и происхождения, в том числе и вулканического. В них выделяются положительные структуры изометричной формы типа плато, поднятые над окружаю-



щим дном на высоту до 1 км и обладающие более толстой корой по сравнению с котловинами. Среди протяженных линейных структур выделяются так называемые асейсмические хребты, которые, вероятно, представляют древние вулканические цепи (Морган, 1972), погруженные после затухания вулканизма. Примерами являются хребет 90° в Индийском и хр. Китовый в Атлантическом океанах. В пределах океанических плит, особенно часто в их краевых частях, известны сводово-глыбовые поднятия с континентальной и субконтинентальной корой (микроконтиненты), нередко венчающиеся вулканическими постройками: плато Фолкленлское. Сан-Паулу и Гвинейское в Южной Атлантике, континентальный блок Ян-Майен, плато Хаттон-Роколл, Фареро-Исландский порог и другие многочисленные материковые поднятия в Северной Атлантике, вероятно, возвышенности Шатского, Хесса, Обручева, плато Манихики и Онтонг-Джава в Тихом океане, Сейшельский архипелаг в Индийском и ряд других структур. Некоторые из этих поднятий связаны малыми глубинами дна с соседними континентами (например, о. Фернанду-ди-Норонья и восточные Канарские острова в Атлантическом океане), представляя собой краевые части последних. В экваториальной Атлантике были обнаружены так называемые неспрединговые блоки древнего возраста вблизи СОХ с магматическими породами, более сходными с континентальными, чем с океаническими образованиями (Bonatti, Honnorez, 1971; Пущаровский, 1994). Океанические плиты разбиты многочисленными разломами различной формы и происхождения, часть из которых является магмопроницаемыми.

Перечисленные выше структурно-морфологические формы распределены в океанах неравномерно. Так, очень велики различия в строении западной и восточной частей дна Тихого океана. Крупнейшие подводные горные сооружения приурочены к западной его части, в то время как рельеф восточной, где расположено ВТП, представляет собой относительно слабо

Рис.2.2. Схематическая карта распространения активного вулканизма Земли: 1 - зона континентального шельфа; 2 - срединно-океанические хребты и трансформные разломы в океане; 3 - глубоководные желоба, опоясывающие островные дуги; 4 - зоны коллизии континентов; 5 - предполагаемые тектонические разрывы; 6 - структуры, рассмотренные в данной работе: 1 - Гавайские острова, 2 - Исландия, 3 - Курило-Камчатская островная дуга, 4 - Курило-Камчатский глубоководный желоб, 5 - Японская островная дуга и одноименный глубоководный желоб, 6 - Марианская островная дуга, 7 - островная дуга скоша и глубоководный желоб, 8 - Малоантильская островная дуга и Карибское море, 9 - Андская континентальная окраина, 10 - Охотское море, 11 - Японское море, 12 - Филиппинское море, 13 - Новогебридская островная дуга и глубоководный желоб, 14 - Карпаты и Паннонский массив, 15 - Кавказ, 16 - Африкано-Аравийский рифтовый пояс, 17 - Байкальский рифт, 18 - эпиорогенные рифты Запада США



Рис.2.3. Примеры типов срединно-океанических хребтов (по Ж.Деркуру, Ж.Паке, 1982): А - Срединно-Атлантический хребет (широта Азорских островов): срединная долина (рифт) хорошо выражена, расширение сравнительно медленное; Б - Восточно-Тихоокеанское поднятие (широта Мексики): срединная долина (рифт) отсутствует, расширение среднее или быстрое

всхолмленную котловину, рассеченную системой гигантских разломов. Неравномерно распространены и микроконтиненты, большая часть которых находится в Индийском и Атлантическом океанах. Значительные участки акваторий северной части Атлантического и особенно Северного Ледовитого океана, примыкаюшие к соселним континентам, более чем на 50% подстилаются корой континентального и субконтинентального типов подводных окраин обрамляющих материков.

Несмотря на то что активный современный магматизм свойствен не только СОХ, но и другим многочисленным структурам океанического дна (преимущественно

океаническим островам), по своей интенсивности они несравнимы. Основными магмогенерирующими структурами являются срединные хребты, где интенсивный магматизм коррелируется с высокими значениями теплового потока.

Обращает на себя внимание унаследованность положительных и отрицательных структур в океанах. Так, кайнозойские котловины и поднятия наследуют меловые. В этом отношении океаны аналогичны континентам. Наблюдаемые различия в мощностях океанической коры в целом и ее отдельных слоев свидетельствуют о тектонической активности океанических сегментов Земли.

Сложность строения океанического дна и его магматизм являются отражением разнообразных и неодновременных процессов его формирования, обусловленных особенностями мантии под океанами. Они установлены в последние десятилетия благодаря прогрессу геофизических и геохимических методов исследований. Методом сейсмической томографии, который дает возможность по особенностям распространения сейсмических волн как бы "просвечивать" Землю до ядра включительно, установлено, что мантия под океанами менее плотная, чем под континентами, причем эти различия в плотностях прослеживаются до глубин 300–400 км (Dzenovsky, Anderson, 1984). Астеносфера расположена выше, чем под континентами (на глубинах от 50-80 до 250 -400 км, а под срединными хребтами начиная почти с поверхности). Под океанами наблюдается также подъем поверхности ядра (Morelli, Dzevonsky, 1987).

Отличается мантия океанов и по тепловому потоку, непрерывно поступающему на поверхность Земли из ее недр. По абсолютным величинам тепловые потоки океанов и континентов практически равны. Однако, если под континентами две трети этой величины имеют коровое происхождение за счет радиоактивных элементов, то под океанами все тепло поступает из мантии и является глубинным. В более разогретой мантии океанов плавление становится возможным на меньших глубинах. Ксенолиты мантийного вещества в вулканитах представлены породами преимущественно барофобной оливин-анортитовой фации глубинности (Добрецов, Соболев, 1988).

Все сказанное свидетельствует о большей эндогенной активности земных недр под океаническими сегментами Земли по сравнению с таковыми под континентами.

2.2. Формационное расчленение магматических пород океана



Рис.2.4. Схематический поперечный разрез осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе 13° с.ш. Вещество осевой магматической камеры, содержащей более 5% расплава, находится внутри более крупного резервуара, степень плавления которого не превышает нескольких процентов (Eos. Transactions..., 1988): 1 - вулканический слой; 2 - дайки; 3 - габбро; 4 - расплав, поднимающийся вдоль осевой магматической камеры; 5 - сильно разогретые или частично расплавленные породы

Формационный анализ магматических пород океана представляет сложную задачу. Это связано с невозможностью в большинстве случаев изучить внутреннее строение массивов магматических пород, объединенных общностью сонахождения, их форму, соотношение в пространстве и во времени с иными образованиями. Исключение представляют лишь наземные вулканические структуры. Таким образом, понятие *"магматическая формация"*, объединяющее в себе петрологический (вещественный) и геологический аспекты, не может быть раскрыто полностью. Поэтому в настоящей главе представляется более правильным пользоваться нейтральным термином *"ассоциация"*.

Тем не менее сделана попытка формационного расчленения океанических пород. Анализ табл. 2.1 показывает, что наиболее разнообразен в формационном плане внутриплитный магматизм, включающий в себя все проявления магматизма вне COX (вулканические подводные горы, хребты и трансформные разломы) и являющийся более молодым в процессе развития океанической коры. Если учесть, что в нем широко представлены формации, сложенные породами щелочных и субщелочных серий, то наме-

Табли**ца 2.1**

			Тектоническая обстановка		
	Формация	Тип генети- ческой серии	COX	разломы, в том числе трансформ- ные	вулканичес- кие острова, хребты, под- водные горы
Ι	базальтовая базальт-исландит- кварцит-трахитовая (риодацитовая) оливин-баз альт-га- вайит-муджиерит- трахитовая щелочно-базальт- трахитовая(фоно- литовая) базанит-тефрит-фо- нолитовая	толеи- товый " субще- лочной щелоч- ной	+	(+) (+) + +	+ (+)
	нефелинит-фоно- литовая	**			+
	перидотит-габбро- вая дунит-перидотит- пироксенит-габб- ровая амфиболовых ги- пербазитов (ультра- мафитов)- габбро	толеи- товый "	+	+	+
Π	шелочных ультра- мафитов и фельд- шпатоидных габб- роидов с карбона- титами	щелоч- ной			+
	гаооро-диорит- кварц-сиенитовая габбро-монцонит- сиенитовая	толеи- товый субще- лочной		+	+ +
	щелочных гаооро- идов и сиенитов	щелоч- ной		+	+

Кайнозойские магматические формации океанов

Примечание. I- вулканические; II - плутонические.

чается общая генеральная тенденция смены во времени толеитового магматизма субщелочным и щелочным. В список формационных типов океанов, по возможности генерализованных, включены только те формации, которые образуются на современном этапе. В связи с недостатком данных в него не включены специфические формации, выделяемые отдельными исследователями, свойственные более древним (меловым, палеогеновым) океаническим рифтам и плитам, например коматит-толеитовая (Тихий океан; Старицына, Томаковская, Табунов, 1987), платобазальтовая (Восточно-Индоокеанский хребет; Кашинцев, Рудник, Соболев, 1981), близкая к континентальной трапповой формации примитивных внутриплитных толеитов (Тихий океан; Говоров, Голубева, Стрижкова, **1987),** которые в настоящее время входят в состав второго слоя океанической коры.

2.3. Вулканические ассоциации срединно-океанических хребтов

Из перечисленных выше ассоциаций (формаций) океанов в СОХ развиты лишь формации однородных толеитовых базальтов, известных под названием базальтов типа **MORB** (COX). В полчиненном количестве по сравнению с базальтами встречаются пикриты. Очень редкие средние и кислые породы представлены исландитами, дацитами и риодацитами (I тип см. гл.1). Их объемы не превышают доли процентов. По данным Г. У. Менарда (1966), общий объем извергаемого вулканического материала в COX составляет около 4 км³ в год. Тип извержений трещинный и центральный при спокойном экструзивно-эффузивном их характере. Среди продуктов вулканизма преобладают лавовые купола и потоки. Гиалокластиты, представляющие собой продукты дробления и распыления базальтовой лавы и состоящие из остроугольных обломков вулканического стекла, часто палагонитизированного, относительно редки, так как глубины СОХ (3-4 км) характеризуются высоким гидростатическим давлением. превышающим давление растворенных в магме газов. Глубины эксплозивных взрывов не превышают 500 м. Вследствие несопоставимости скоростей осалконакопления и вулканизма толши вулканитов в СОХ либо полностью лишены осадочных процессов, либо роль последних незначительна.

2.3.1. Вещественный состав толеитовых базальтов СОХ. В толеи-Ховых базальтах широко развиты афировые и серийно-порфировые, реже порфировые структуры. Также варьирует и степень кристалличности: от стекловатых до полностью раскристаллизованных. Среди последних значительную часть составляют, очевидно, дайки и силлы. Во вкрапленниках преобладают следующие парагенезисы: 01 + (Crm-Sp) (в пикритах и высокомагнезиальных базальтах), P1 + 01 + (Crm-Sp), P1 + 01 + Avg. Основная масса сложена обычно плагиоклазом, клинопироксеном (авгитом, пижонитом) и поздними титаномагнетитом, реже ильменитом. В отличие от толеитовых базальтов других обстановок пироксен во вкрапленниках отно-



Типы структур толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов Рис. 2.5. Мирового океана (Лапин, Фролова, 1992): 1 - Базальт толеитовый (d=0,9 мм). Тихий океан, хр. Хуан-де-Фука. Структура афировая, вариолитовая. Вариоли сложены преимущественно буроватым игольчатым и длиннопризматическим клинопироксеном и редкими лейстами измененного плагиоклаза. 2 - Базальт толеитовый (d=3,1 мм). Тихий океан, Восточно-Тихоокеанское поднятие. Плагиоклаз преобладает, присутствуя в виде крупных зерен и микролитов в основной массе. B стекловатом базисе помимо плагиоклаза развиты агрегаты и перистые срастания клинопироксена. 3 - Базальт толеитовый (d=1,8 мм). Атлантический океан, трог Ройял. Структура порфировая, основная масса метельчатая. В порфировых включениях - плагиоклаз. Игольчатые торцевые окончания плагиоклаза свидетельствуют о незавершенности роста. 4 - Базальт толеитовый (d=3,1 мм). Индийский океан, Аравийско-Индийский хребет. Структура афировая, основная масса перистая, сложена длинными и короткими лейстами плагиоклаза, образующими метельчатые и веерообразные срастания. Интерстиции заполнены стеклом с мельчайшими зернышками пироксена

сительно редок. Состав оливина варьирует от Fa₉ в пикритах до Fa₃₀ в ферробазальтах, а плагиоклаза — от An₉₂ до An₅₅. Оба эти минерала часто зональны, а наиболее богатые высокотемпературными основаниями (CaO, MgO) слагают резорбированные кристаллы или ядра зональных кристаллов, являясь, вероятно, ксеногенными, что дает возможность предполагать процессы смешения. Шпинели магнезиально-хромистые и хромистые обычны в пикритах и высокомагнезиальных базальтах. Содержание Cr₂O₃ в них достигает 25-45%, а Al₂O₃ — 12–30%.

Структуры основной массы, так же как и наличие высокотемпературных клинопироксенов, свидетельствуют о быстром застывании, характерном для подводных условий. Это метельчатые, сноповидные, пери-

стые, спилитовые, вариолитовые с дендритовидными структуры разрастаниями пироксенов воплагиоклазов (рис. 2.5). круг Пироксены также образуют неполностью индивидуализированкристаллы в стекловатой ные массе. Вулканические стекла чистые прозрачные гиаломеланы и темно-бурые непрозрачные сидеромеланы — легко переходят в палагонит, т.е. гидратизированное стекло, содержащее переменное количество глинистых минералов группы смектита, монтмориллонита, гидрогетита. В подушечных обособлениях наблюдается закономерное изменение структур: от стекловатых с пери-



Рис.2.6. Распределение микроэлементов, нормализованных по примитивной мантии, в базальтах океана (N-MORB и E-MORB) и толеитах океанических островов (ООТ) (Sun et al., 1979)

ферии к интерсертальным в центре. Часты пористые текстуры, причем наблюдается два уровня развития пор: непосредственно под стекловатой коркой и в центре подушки. Средняя пористость толеитов САХ составляет 6,5% (Харин, 1989). Вариолитовые структуры (см. рис. 2.5) приурочены к определенным зонам подушек, непосредственно под зоной закалки, и отсутствуют в центральных частях. Возможно, они свидетельствуют о жид-костной несмесимости в горячем расплаве.

В первые годы активного изучения океанского вулканизма господствовало представление об однородности базальтов СОХ. Хотя впоследствии эти представления были скорректированы, однако главнейшие черты толеитовых базальтов океанов оказались достаточно устойчивыми. От среднего состава мирового толеита они отличаются низкими содержаниями щелочей и особенно калия, а недифференцированные или слабо дифференцированные разности — высокими содержаниями магния и кальция (табл. 2.2). Содержание глинозема в среднем близко к среднемировому. Довольно широко распространены близкие к первичным магмам, находящимся в равновесии с перидотитами, базальтовые стекла (в них исключена возможность аккумуляции кристаллов) с коэффициентом магнезиальности "M"=(Mg/Mg + Fe)100, выраженным в атомных количествах и равным 70 и выше. Подобные примитивные базальты содержат 10–11% MgO и 14-15% Al₂O₃. Значения FeO/MgO в них равны 0,7-0,9. Чаще в базальтах встречается отношение 1,1-1,5, что свидетельствует о широком развитии фракционирования в магматических камерах COX. К наиболее дифференцированным разностям базальтов относятся ферробазальты.

Толеиты СОХ обеднены крупноионными редкими элементами (КИРЭ или LILE) группы К (Cs, Rb, **Ba**, Pb, Sr, La) по сравнению с толеитами других обстановок, в том числе и океанических плит (табл. 2.3, рис. 2.6). За исключением Sr, который концентрируется в плагиоклазе, все они некогерентны; следовательно, поскольку они накапливаются в расплаве, концентрируясь в стеклах, они отражают состав плавящегося субстрата. Ввиду их чувствительности к автогидротермальным процессам для определений следует использовать лишь свежие стекла. Низкая щелочность обусловливает высокие отношения **К/Rb** (до **1500**). Содержания высокоза-



Рис.2.7. Классификационная диаграмма для идентификации базальтов различных геодинамических обстановок по соотношению некоторых микроэлементов: А - Ті/100-Zr-Y (Pearce, Cann, 1973); Б - ТіО₂-MnO-P₂O₅ (Mullen, 1983). СОХ - базальты срединно-океанических хребтов, ООТ - толеиты океанических островов, ООЩ - щелочные базальты океанических островов, ПБ - внутриплитные базальты океани, ОDT - островодужные толеиты. ИЩБ - известково-щелочные островов, водужные базальты

рядных элементов с высокой валентностью (ВЗЭ или HFSE), (Zr, Hf, U, Th, Nb, **Ta**, Ti, Y, P) низки в наиболее примитивных базальтах **COX** (**N**-MORB) и увеличиваются параллельно с увеличением К. Вследствие их устойчивости к вторичным изменениям они широко используются для идентификации тех или иных разновидностей базальтов. Наиболее примитивные базальты характеризуются высокими содержаниями таких когерентных элементов, как Ni (>200 г/т) и **Cr** (> 500 г/т), а содержания V и Co закономерно возрастают в более дифференцированных разностях. На классификационных диаграммах (рис. 2.7) показаны соотношения океанических толеитовых базальтов с базальтами других тектонических обстановок.

Океанические толеиты типа **N-MORB** обладают низкими содержаниями легких РЗЭ (рис. 2.8), что обусловливает низкое La/Yb отношение (0,4 -0,6). По мере увеличения содержания К (E-MORB), оно увеличивается (до 2-3).

Толеиты COX обелнены Nd по отношению к Sm и Rb по отношению к Sr, имея соответственно более низкие Rb/Sr и более высокие Sm/Nd отношения по сравнению с таковыми в хондритовом резервуаре Земли в целом. Это наряду с их обеднением крупноионными литофильными элементами говорит об истощенном источнике их магматизма, потерявшем указанные выше элементы в процессе более ранних стадий магмообразования или каких-либо других причин. Он как бы геохимически дополняет верхнюю земную кору, обогащенную некогерентными литофильными элементами и тяжелыми изотопами.



Рис.2.8. Распределение РЗЭ, нормализованных по хондриту, в базальтах типа **N-MORB** и **E-MORB** Срединно-Атлантического хребта (CAX) (Schilling **et al.**, 1983)

Изотопные отношения 87 Sr/ 86 Sr и 147 Nd/ 146 Nd, 207 Pb/ 204 Pb и 206 Pb/ 204 Pb максимально отличны от коровых значений, что не оставляет сомнений в их мантийном происхождении (рис. 2.9, 2.10).

2.3.2. Летучие компоненты, их состав и режим. Состав летучих компонентов определяется по данным химических анализов пород путем изучения газов, законсервированных в интрателлурических фазах, а также косвенно на основании изучения минеральных парагенезисов и их изменения в процессе эволюции расплава. Все имеющиеся данные однозначно свидетельствуют о небольших содержаниях летучих компонентов в расплав • океанических толеитовых базальтов при относительно восстановле-

ином их характере с величинами 👩 в интервале буферных минеральных равновесий JW-QFM (Кадик, Луканин, Лапин, 1990). Существенно водородный тип флюидов установлен в САХ на основании изучения вытяжек природных газов из афировых базальтов (Золотарев, 1982), а также при выходе на дно гидротермальных струй в пределах ВТП (Welham, Graig, 1979). Содержания воды в закаленных стекловатых разностях базальтов ВТП не превышают 0,1-0,7% и обнаруживают корреляцию с К. Определение содержания воды во включениях стекла с газом в оливинах и плагиоклазах из базальтов САХ показало ничтожные величины — 0,02, что на порядок ниже содержаний CO₂ в тех же включениях (0,2-0,4%) (Presnall et.al., 1979). Таким образом, толеитовые расплавы недонасыщены водой и другими летучими, следовательно, говорить о самостоятельной флюидной фазе в магме нет оснований. Образование ферробазальтов при дифференциации толеитовой магмы подтверждает относительно восстановленный характер летучих компонентов, так как экспериментально установлено (Маракушев, Безмен, 1984), что давление водорода в расплаве способст-

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,13	50,68	50,19	50,93	48,77	50,55	50,30
TiO ₂	1,17	1,49	1,77	1,19	1,15	1,31	1,21
Al_2O_3	15,64	15,60	14,86	15,15	15,90	16,38	15,31
Fe ₂ O ₃	2,64	9,85	11,33	10,32	1,33	1,27	1,69
FeO	6,66	-	-	-	8,62	7,76	8,23
MnO	0,16	-	-	-	0,17	0,16	0,17
MgO	8,22	7,69	7,10	7,69	9,67	7,80	7,79
CaO	11,84	11,44	11,44	11,84	11,16	11,62	12,12
Na_2O	2,40	2,66	2,66	2,32	2,43	2,79	2,24
K_2O	0,20	0,17	0,16	0,14	0,08	0,09	0,20
H ₂ O	0,75	-	-	-	0,30	0,29	0,26
H_2O^+	0,34	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,12	0,12	0,14	0,10	0,09	0,13	0,14

Средний химический состав толеитовых базальтов

П р и м е ч а н и е. 1 - средний толеитовый базальт срединно-окедние составы стекол толеитовых базальтов (Melson et al., 1976): 2 но-Тихоокеанского поднятия, 4 - Срединно-Индийского хребта; Срединно-Атлантического хребта (Shilling et al., 1983): 5–6 - баи 49–52°N; 7-8 - базальты переходного типа (T- MORB) 34-39° толеитового базальта (E-MORB) (Wood et al., 1981); 10–13 - среокеанических хребтов (TOP) (Дмитриев и др., 1979): 10 - состав ссчитанный состав первичного расплава TOP-1, 12 - средний сорассчитанный состав первичного расплава TOP-2. вует интенсивному росту железистости. Об этом же говорит и повсеместное отсутствие оксидов железа на ранних стадиях застывания расплава, а также наличие полностью безмагнетитовых разностей пород.

2.3.3. Вариации состава толеитовых базальтов. Главные вариации базальтов СОХ наблюдаются по элементам-примесям. На этой основе выделяются примитивные базальты, бедные элементами-примесями (**N-MORB**) и обогащенные ими (**E-MORB**), а также промежуточные или переходные (**T-MORB**) (см. табл. 2.3; Bryan et al., 1976; Schilling et al., 1983), отвечающие самостоятельным выплавкам. Базальты типа **E-MORB** по сравнению с базальтами **N-MORB** несколько богаче щелочами и соответственно имеют более низкие **K/Rb**, **K/Ba** и Sr/Rb отношения. Они также относительно обогащены высокозарядными элементами (Th, U, Zr, Ti, Hf, Nb, Ta) (см. рис. 2.6). В отличие от обедненных легкими РЗЭ базальтов N-MORB (**La/Yb**), базальты **E-MORB** характеризуются La/Yb отношением, обычно превышающим единицу, при более высоких содержаниях всех РЗЭ в целом (см. рис. 2.8). Существенные отличия выявлены между раз-

Таблица 2.2

срединно-океанических хребтов

8	9	10	11	12	13
49,29	46,45	49,50	48,80	50,60	49,70
1,08	2,94	0,60	0,50	1,20	0,90
14,69	16,66	16,70	15,10	16,30	18,00
1,84	1.31	1,00	0,80	1,70	1,30
9,11	8,73	7,40	7,70	7,30	6,30
0,19	0,07	-	-	-	-
9,09	5,30	10,20	13,90	8,50	9,50
12,17	10,38	12,80	11,60	12,00	11,90
1,93	3,75	1,70	1,50	2,40	2,30
0,09	1,24	0,05	0,05	0,04	0,05
0,31	-	-	-	-	-
	1,32	—	—	—	—
0,12	0,48	-	-	-	-

анических хребтов (Wedepohl, 1981); 2-4 - сре-- Срединно-Атлантического хребта, 3 - Восточ-5-8 - средние составы примитивных базальтов зальты нормального типа (N - MORB) 28-34° N N и 61-63°N; 9 - средний состав обогащенного дние составы толеитовых базальтов срединнонаиболее магнезиальных стекол TOP-1, 11 – растав наиболее магнезиальных стекол TOP-2, 13 отношениям радиогенных изотопов. Так, N-MORB характеризуются минимальными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равными 0,7024максимальными 0,7030, и ⁴⁷Nd/¹⁴⁶Nd по сравнению с E-MORB (87Sr/86Sr=0,7030-0,7035), представляя собой наиболее примитивные выплавки истошенного мантийного вешества (Schilling et al., 1983). N-MORB обладают также самыми низкими значениями тяжелых изотопов свинца, занимая крайние нижние точки на ²⁰⁷P_B/²⁰⁴P_Bграфике $206 P_{B}/204 P_{B}$ (CM рис 2.9)(Dupre, Allegre, 1983). Bce приведенные данные свидетельствуют о повышенной шелочности **E-MORB** по сравнению с истошенными N-MORB.

ными типами базальтов по

По закалочным стек-

лам (Melson, 1990), отражающим состав природных жидкостей, Л.В. Дмитриев и др.(1990) на примере Атлантики выделили две петрохимические группы толеитов океанических рифтов — TOP-1 и TOP-2, которые по содержанию щелочей и малых элементов соответствуют N-MORB (табл. 2.4). Эти группы не могут быть выведены одна из другой путем эволюции и, следовательно, связаны с двумя типами природных магм. Первичный расплав TOP-1 близок к пикриту, а TOP-2 представляет собой высокоглиноземистый толеит. Оба расплава равновесны с оливином Fa_{9,5-10}, характерным для перидотитов, который и являлся родоначальным субстратом для плавления. Эволюционные тренды обоих составов могут быть



Рис.2.9. Соотношения изотопов ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Ndи ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в базальтах срединно-океанических хребтов океанов (1-3) и их сравнение с базальтами океанических островов (ООБ). Океаны: 1 - Атлантический, 2 -Тихий, 3 - Индийский

выведены путем "сухой" кристаллизационной дифференциации при давлении, близком к атмосферному, т.е. в малоглубинных камерах.

Вариации состава толеитовых базальтов COX связаны с тремя факторами: структурно-морфологическими особенностями хребтов, географическим положением базальтов и временем их образования.

Вариации, связанные со структурными особенностями хребтов, определяются в первую очередь условиями генерации, типом и размером промежуточных очагов и быстротой поступления магм на поверхность. **N-MORB** ха-

рактерны для спокойных, топографически более низких участков хребтов и для их осей с малой мощностью земной коры. Приподнятые участки рифтовых долин, их периферические части, вулканические поднятия с утолщенной корой в их пределах, местами образующие острова, сложные разломные зоны, пересечения рифтов трансформными разломами, так же как и сами эти разломы, иными словами, любые аномалии строения COX характеризуются появлением базальтов Т- и Е-типов.

Вариации составов в зависимости от географического положения связаны, очевидно, с латеральной гетерогенностью мантийного источника (Пущаровский, Пейве, **1987)**. Так, установлены систематические вариации состава и радиогенных изотопов вдоль оси САХ (Дмитриев и др., 1979; White, Schilling, 1978; Schilling, 1986; Харин, 1989). Базальты Срединно-Индийского хребта существенно отличаются от базальтов САХ и ВТП,

причем тихоокеанские базальты более гомогенны по составу радиогенных изотопов, чем базальты Срединно-Атлантического хребта (White et.al., 1987).

Временные вариации состава установлены для Атлантического океана (Дмитриев и др., 1979): базальты типа ТОР-2 являются более молодыми по сравнению с **ТОР-1** и формировались преимущественно в течение последних 10-20 млн лет. Установлено также, что позднемеловые и палеоценовые базальты Атлантики отличаются от более молодых повышенной щелочностью (Харин, 1989). Временную эволюцию состава базальтов определяет, вероятно, и вертикальная расслоенность мантии, в которой в разное время дренируются разные ее слои.

2.3.4. Происхождение и эволюция толеитовых базальтов СОХ. В генезисе любых магматических образований необходимо различать два



Рис. 2.10 .Соотношение изотопов ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (А) и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(Б) к ²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pbв базальтах срединно-океанических хребтов океанов (Staudigel et al., 1984) и их сравнение с базальтами океанических островов (ООБ). Океаны: 1 - Атлантический (САХ), 2 - Индийский, 3 - Тихий

аспекта: 1) происхождение первичных магм, т.е. магм, отделившихся от частично расплавленного вещества мантии с потерей контроля последней над расплавом, и 2) их эволюция в процессе подъема и локализации в земной коре и на ее поверхности.

К главнейшим факторам, определяющим состав океанических толеитов COX, как и других генетических типов магматических пород, относятся: 1) химический состав и минералогия плавящегося субстрата, 2) степень его плавления, 3) физико-химические условия плавления (температура, общее давление и давление летучих, а также состав последних) и, следовательно, глубина зарождения расплава, 4) глубинная эволюция магмы (наличие, глубины и размеры промежуточных очагов, особенности приликвидусной кристаллизации, смешение магм).

На основе состава наиболее примитивных (высокомагнезиальных)

толеитовых базальтов устанавливается, что их источник представляет собой лерцолит (или пиролит) (Рингвуд, 1981) в шпинелевой или плагиоклазовой фации, так как геохимия редких элементов не дает доказательств существования фаната в рестите (нет дефицита тяжелых РЗЭ). Наиболее



Рис.2.11. Кривая солидуса лерцолита и два случая гипотетического продолжения мантийной геотермы под срединно-океаническими хребтами (пунктирные линии): одна - для модельной мантийной системы CaO-MgO-Al₂O₃, вгорая - для реальной мантии. Область, заключенная между модельной и реальной геотермами и кривой солидуса пиролита, соответствует предполагаемой температуре и давлению, при которых первичные толеитовые магмы генерируются в реальной мантии. Геотермический градиент при давлениях выше 9 кбар является адиабатическим (0,5° С/км) (Presnall et al., 1979)

примитивные базальтовые стекла, обнаруженные в СОХ, содержат 11% MgO, коэффициент "М", близкий к 70, высокие соникеля (300 держания г/т) И высокомагнезиальный оливин во вкрапленниках (Fo₉₀). Подобные базальты могут быть непосрелственными выплавками из мантии (Bender, Hodges, Bence, 1978; Wilkinson, 1982). Однако еще M.O'Xapa (O'Hara, 1968) высказал предположение о более магнезиальном пикритовом составе первичных магм СОХ, исходя из того, что первичная выплавка из перидотита мантии состава Ol+Opx+(Cpx+Pl+Sp) на глубинах, соответствующих генерации толеитов СОХ. должна иметь на ликвидусе одновременно с оливином также и ортопироксен, которого нет в океанических толеитах.

В пользу базальтового состава большинства первичных магм в первую очередь свидетельствуют геолого-петрографические факторы: обилие базальтов среди продуктов вулканизма СОХ при большой редкости пи-

критов; отсутствие стекол или афировых разностей базальтов с содержанием магния большим, чем 11%; котектический состав базальтов, что позволяет их считать непосредственными выплавками из мантийного вещества. Составы, близкие к магнезиальным толеитам (9,5% MgO), были получены экспериментально при частичном плавлении лерцолитов и плагиоклазовых лерцолитов (Sen, 1982) при 10 кбар и температурах 1250-1350°C (Fujii, Scarfe, 1985). По данным Л.В. Дмитриева (1984), расплавы **ТОР-1** и ТОР-2 равновесны с оливином **Fo**_{91,5}, характерным для гарцбургитов, т.е. они, согласно расчетам, также могли быть выплавлены из **ман**- тийных перидотитов. Разница между ними объясняется разными давлениями в момент последнего равновесия этих расплавов с мантией. При этом высокомагнезиальный, близкий к пикриту **TOP-1** образовался при степени плавления 10-20% и при давлении 10 кбар, а высокоглиноземистый TOP-2 — при степени плавления **10–15%** и давлении 6-8 кбар. Оба расплава содержат мало летучих, о чем говорят почти полное отсутствие воды во включениях и высокая температура их гомогенизации.

По данным А.А.Кадика, **О.А.** Луканина, В.Лапина (1990), при частичном плавлении лерцолитовой мантии в диапазоне давлений 5-10 кбар могут быть образованы жидкости, близкие по составу к океаническим толеитам, и неясно только, являются ли наблюдаемые расхождения в экспериментальных и природных составах настолько принципиальными, чтобы исключить равновесность последних с остаточным веществом мантии. Подтверждают возможность выплавления базальтов и расчеты И. Куширо (1984), согласно которым примитивные стекла океанических толеитов находятся в равновесии с плагиоклазовыми лерцолитами мантии.

Таблица 2.3

Элементы	1	2	3	4	5	6
La	-	2,10	2,73	5,37	2,91	27,5
Sm	3,26	2,74	3,23	3,02	2,36	_
Eu	1,11	1.06	1,12	1,07	0,92	3,29
Yb	3,22	3,20	3,01	2,91	2,33	-
K	1600	691	822	1559	572	9600
Rb	2,00	0,56	0,96	3,5	1,02	16
Cs	0,08	0,007	0,012	0,042	0,013	0,19
Sr	121	88,7	106,4	96	86	445
Ba	20	4,2	10,7	39,8	14,3	180
SC	40,06	40,02	36,5	42,59	41,04	34,1
Hf	2,44	—	2,5	3,5	_	6,2
V	252	262	257	281	309	_
Cr	251	528	278	383	374	66
Со	45	49,8	41,0	45,7	54,94	-
Ni	90	214	132	94	146	16
Zr	90	-	90	100	-	290
Th	0,26	_	_	_	-	2,48
Nb	4,6	_	_	-	-	31

Средний состав микроэлементов в толеитовых базальтах СОХ, г/т

Примечание. 1 - средние содержания в толеитовых базальтах СОХ (Pearce, 1982); 2-5 - средние содержания в толеитовых базальтах САХ (Shilling et al., 1983): 2-3 - N-MORB: 2 - 28-34° с.ш., 3 - 49-52° с.ш.; 4-5 - T-MORB: 4 - 34-38° с.ш., 5 - 61-63° с. ш.; 6 - E-MORB (анализы 2-5 соответствуют анализам 5-8 табл. 2.2).

К близким выводам об условиях генерации океанических толеитовых базальтов пришли Д.Пресналл и др. (Presnall et al., 1979). На основании тесной корреляции между составами фенокристаллов из наименее фракционированных базальтов САХ и перидотитов офиолитовых ассоциаций, которые он рассматривает как реститы от выплавления базальтов, а также сходства в составе между базальтами и начальной жидкостью близ солидуса лерцолитов в системе CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂ при 9 кбар магнезиальные базальты рассматриваются ими как первичные. Обращается внимание, что именно на уровне 9 кбар находится точка пересечения кривых солидуса плагиоклазового и шпинелевого лерцолитов и океанической геотермы (рис. 2.11). Все вышесказанное дает основание Д. Пресналлу утверждать, что на уровне 9 кбар при Т около 1300° С выплавляется высокомагнезиальная базальтовая магма. Таким образом, оценка давлений при выплавлении высокомагнезиальных толеитов, которые рассматриваются

Таблица 2.4

	Базальты			
Окис-	толеитовые с	толеитовые с	субщелочные с	субщелочные с
лы	относительно	относительно	повышенным	повышенным
	низким TiO ₂	высоким TiO ₂	Na_2O	K_2O
SiO ₂	51,07	50,82	51,46	51,42
TiO ₂	1,12	1,61	1,95	2,12
Al_2O_3	15,35	15,60	15,56	15,42
ΣFeO	9,62	10,03	9,97	10,36
MgO	8,06	7,57	6,84	6,29
CaO	12,40	11,29	10,45	10,62
Na_2O	2,19	2,90	3,48	3,06
K_2O	0,14	0,13	0,25	0,68
n	946	1370	200	375

Средние составы закалочных стекол Атлантического океана

П р и м е ч а н и е. Данные микрозондового анализа стекол получены по В. Дж. Мелсону и Т.О'Хеарну (Международный геол.-геогр. атлас..., 1990).

как первичные магмы, у всех исследователей близка и варьирует в пределах от **6–8** до **10** кбар.

Котектическая природа океанических базальтов выявляется при нанесении их фигуративных точек на экспериментально изученную систему **Q-Cpx-OI-PI** (Йодер, Тилли, 1954), в которой наибольший интерес представляет грань Cpx-OI-P1, поскольку на долю кварца приходится не более 5% от общего количества нормативных минералов (Фролова, Гущин, 1981). На рис. 2.12 нанесено положение котектик для **PI**₇₀ при железистости O1 и Cpx около 20% и для **PI**₄₀ при железистости темноцветных,
равной 40%. Видно, что влияние "сухого" и "водного" давлений на смешение эвтектик и котектик различно. Если сухое давление приводит к увеличению оливинового компонента, то возрастание давления воды увеличивает в расплаве содержание плагиоклаза (Yoder, 1954). Эффект сухого давления также приводит к обогащению расплава плагиоклазовым компонентом, но при значительно больших его величинах, за счет резкого увеличения полей диопсида и шпинели при давлении более 5 кбар и уменьшения поля плагиоклаза. Полностью оно исчезает при давлении около 20 кбар.

Базальты COX обнаруживают максимальные концентрации на сухой котектике OI-PI вблизи псевдоэвтектических точек, соответствующих давлениям от 4,5 до 9 кбар, близким к экспериментальным данным, приведенным выше. По-видимому, базальтовые расплавы, близкие к котектическим и эвтектическим, поступают на поверхность преимущественно с глубин от 15 до 30 км. Средние составы стекол из трех океанов (Тихого, Атлантического и Индийского) совпадают со статистическим максимумом их фигуративных точек. Некоторые расхождения объясняются, очевидно, тем, что полученные значения давления могут соответствовать не только глубинам генерации базальтовых магм, но и глубинам формирования промежуточных очагов, где расплав приходит в равновесие с окружающей мантией и поступает в дальнейшем на поверхность.

Данные по определению температур ликвидуса океанических толеитовых базальтов в подавляющем большинстве случаев очень близки к экспериментально установленным значениям ликвидусных температур для сухих базальтовых систем. В зависимости от степени их дифференцированности и соответственно магнезиальности они варьируют от 1370— **1350°C** в пикритах и самых примитивных базальтах до **1270–1200°C** в менее магнезиальных разностях (данные **Ito**, 1974 и авторов по методу Л.Л. Перчука и **В.И.** Ваганова, 1978). Таким образом, связанные с океаническими базальтами флюиды слабо воздействуют на температуры кристаллизации, что свидетельствует о незначительной растворимости этих флюидов в базальтовой магме и соответственно об их способности к раннему отделению. Это подтверждается данными о существенной роли водорода в составе флюидов, вследствие чего они отличаются высокой летучестью.

Гипотеза пикритового состава первичной магмы для базальтов COX получила развитие после работ **М.О'Хара** и ряда современных исследователей. Согласно Г.Ирвину (1977), состав первичной магмы, равновесной с оливином мантийного остатка (**Fo**₉₁), содержит 15,8% MgO. Поскольку реститом от частичного плавления мантии должен являться гарцбургит, Е. Столпером (Stolper, 1980) были определены составы жидкостей в равновесии с оливином и ортопироксеном мантийных гарцбургитов при разных давлениях и произведено их сравнение с составами примитивных океанических толеитовых базальтов. По его данным, они не могут быть



Рис. 2.12. Сравнение статистических максимумов составов базальтов на диаграмме плавкости PI-Cpx-OI: I - океанов, II - океанических островов, III - энсиматических островных дуг, IV - энсиалических островных дуг. Котектические линии: 1- при давлении Iaтм, An_{70} и железистости темноцветных минералов Fs₂₀; 2 - при давлении Iaтм, An₄₅ и железистости темноцветных минералов Fs₄₀; 3 - при давлении водного флюида 3 кбар (Луканин, 1974). 4 - линия, соединяющая эвтектические точки (Cpx-PI-OI) при разных давлениях. 5 - ареалы плотностей фигуративных точек базальтов от 15% с уменьшением к периферии до 10 и 2,5%

первичными выплавками, равновесными с мантийными ортопироксенами, но образовались путем фракционирования ранних оливина и хромита из пикритовых жидкостей, генерировакоторые лись на глубинах, соответствующих 25 - 30кбар.

К близким выводам пришли И.Д. Рябчиков и др. (1980),которые на основании расчетов составов жидкости, равновесной с остаточными минералами мантии показали, что при давлениях больше 10 кбар вблизи солидуса перидотитов могут быть устойчивы только высокомагнезиальные пикритовые расплавы. Условия их генерации определяются ими в 15-20 кбар при температурах до 1450° С и степени плавления 10-15%. Лля получения базальта из

пикрита с MgO=14-16% требуется отсадка до 25% оливина. В качестве подтверждения этой точки зрения приводится наличие высокомагнезиальных расплавных включений в оливинах океанических толеитов (Эволюция магматизма..., 1987). По расчетам коэффициента распределения Fe:Mg между оливином и расплавом, позволяющим определить их отношение в исходной магме, Д.Френсисом (1985) на основании изучения магматических пород Баффинова залива было показано, что, судя по составу оливина (Fo₉₃ и выше), первичный расплав обладал магнезиальностью до 18% при температурах ликвидуса 1275°C. Геологическое доказательство пикритового состава первичных магм некоторые исследователи видят в среднем

пикритовом составе офиолитовых комплексов. Однако никогда неизвестно точное количественное соотношение между отдельными членами этих комплексов, от которого зависит средний состав.

Вопрос об исходной магме океанических толеитовых базальтов остается открытым. Вероятно, он является в значительной степени риторическим, поскольку плавление может иметь место на разных глубинах, и по мере увеличения глубины генерации магнезиальность расплавов повышается. Кроме того, на состав влияет и степень плавления. Если учесть еще и гетерогенность мантии, о чем в последнее время появляется все больше данных, то естественно, что в зависимости от всех этих факторов будут наблюдаться широкие вариации состава выплавок, равновесных с источником. Это подтверждается вариациями состава стекол, которые нельзя объяснить дифференциацией единой первичной магмы. Наличие типов **ТОР-1** и ТОР-2 уже говорит о том, что исходные магмы могут быть близки как к пикритам, так и к базальтам. Несомненно одно, что эти выплавки возникают на глубинах, соответствующих плагиоклазовой и шпинелевой фациям перидотитов мантии.

Второй важный вопрос происхождения океанических толеитов COX выяснение причин столь низкого содержания в них щелочей, особенно калия, и легких литофильных элементов. Наиболее вероятным объяснением в настоящее время является их происхождение из истощенной этими элементами мантии. Однако существуют и иные причины, которые могут усилить наблюдающийся эффект. Так, Д. Пресналл и др. (Presnall et al., 1979) низкое содержание легких литофильных элементов связывают с экстремальными условиями под COX: высокой степенью плавления при непрерывном подтоке новых порций мантийного вещества в результате конвекции и соответственно с разубоживанием расплавов при этом процессе. Резкое преобладание натрия над калием среди щелочей И.Д. Рябчиков объясняет максимальной растворимостью натрия на глубинах 15-20 кбар, соответствующих выплавлению исходных пикритовых магм.

Важную роль играет, очевидно, низкое содержание H_2O в области магмогенерации. Вода, как известно, является переносчиком легких литофильных элементов, в том числе К и родственных ему элементов. Одновременно ее присутствие понижает температуры ликвидуса. Так, исследования базальтов впадины Хесса (ВТП) показали, что самыми высокими температурами ликвидуса (1270–1225°C) обладают наиболее бедные щелочами "сухие" базальты по сравнению с базальтами, содержащими больше шелочей и соответственно летучих компонентов, для которых температура ликвидуса несколько ниже (1220–1200°C) (Фролова, Гущин, 1981). Глубины плавления и, следовательно, состав первичной магмы не всегда поддаются определению. При наличии магматических очагов состав отстаивающихся в них магм приходит в равновесие с существующими на Данном уровне физико-химическими условиями. Все более ранние, свойственные им параметры полностью или частично стираются.

Появление разных типов океанических базальтов, перечисленных выше, определяется условиями их генезиса. Так, если базальты типа N-MORB образуются в наиболее сухих условиях при максимальных объемах выплавок (степени частичного плавления) за счет истощенной (деплетированной) мантии, то увеличение щелочности и появление T- и Е-типов MORB может быть связано с несколькими причинами: с их выплавлением из менее истощенной мантии, с уменьшением объема выплавок, с некоторым ростом содержания летучих в зоне магмообразования. Также может иметь место смешение расплавов типа N-MORB с более глубинными порциями магмы, произошедшей из обогащенного легкими литофильными элементами источника (Allegre et al., 1984).

Наличие магматических камер под срединными хребтами доказано химическим и минералогическим разнообразием базальтов, структурой офиолитовых комплексов и геофизическими данными. Магматические камеры существуют на разных глубинах, вплоть до приповерхностных (5-20 км). Предполагается, что это ряд прерывистых резервуаров, преимущественно эллипсоидальной формы, имеющих большие размеры при высоких скоростях спрединга, что подтверждается более интенсивной дифференциацией базальтов под быстро раскрывающимися хребтами, например ВТП. Эти камеры не стационарны, а периодически пополняются новыми порциями магмы. Вглубь они сменяются аномальной зоной разуплотненного вещества — астеносферным слоем, который поднят под срединными хребтами до глубин в первые десятки километров (см. рис. 2.4).

Дифференциация первичных магм обычно ограничивается составами базальтов, редко доходя до исландитов. В случае пикритовых первичных расплавов необходимо допустить интенсивное фракционирование оливина и сопутствующей шпинели до 25%, когда остаточная жидкость приобретает базальтовый состав.

Информацию о дальнейшей эволюции базальтовых магм дает изучение минералов-вкрапленников и их сопоставление с валовыми составами соответствующих базальтов. Такой анализ позволяет установить порядок кристаллизации и условия, существовавшие в период выделения вкрапленников из расплава. Поскольку большая часть вкрапленников относится к интрателлурическим, о чем говорят их отличный от основной массы состав, явления резорбции и наличие гломеропорфировых сростков, анализ их парагенезисов дает информацию об условиях глубинной кристаллизации. Широкое распространение в базальтах СОХ парагенезиса вкрапленников Ol+Pl отражает их котектическую кристаллизацию, а наличие во вкрапленниках клинопироксена — достижение тройной эвтектической точки Ol-Pl-Срх. Базальты с этими тремя минералами во вкрапленниках встречаются гораздо реже.

Резкое обогащение базальтов вкрапленниками оливина или плагио-

клаза, намного превышающими их котектические соотношения, может быть следствием кумулативных процессов при гравитационном осаждении или всплывании минералов либо следствием изменения содержания летучих компонентов в магме, их накопления или потери. Так, при накоплении летучих, в особенности воды, в расплаве, расширяется поле кристаллизации оливина, которым обогащается парагенезис вкрапленников, а богатые вкрапленниками плагиоклаза базальты могут образоваться при "осушении" магмы — потере ею летучих компонентов к началу интрателлурической кристаллизации. Состав интрателлурических фаз (01, P1, Cpх) свидетельствует, что кристаллизация базальтовых расплавов происходит на малых глубинах.

Низкие значения f_{O_2} (WM-QFM) для толеитовых базальтов COX (Кадик, Луканин, Лапин, 1990) обусловливают широкое распространение железистого тренда дифференциации с образованием ферробазальтов. Этот тренд, известный под названием толеитового, характеризуется замедленным темпом накопления кремнезема, с чем связано отсутствие значительных количеств средних и кислых дифференциатов.

Кроме железистого тренда для серий COX характерен анортитовый тренд, выражающийся в появлении высокоглиноземистых базальтов двух типов: низкощелочных с высококальциевым плагиоклазом, которые пространственно ассоциируют с высокомагнезиальными оливиновыми базальтами, тем самым отражая раздельное фракционирование этих двух главных минералов; низкомагнезиальных несколько повышенной щелочности, что является результатом увеличения водного давления: подщелачивающая роль воды, по принципу кислотно-основного взаимодействия, увеличивает глиноземистость расплавов (базальты впадины Хесса).

При наличии более кислых дифференциатов они представлены типичными для толеитовых серий исландитами и редко встречающимися высокожелезистыми дацитами (тип I кислых пород).

Таким образом, главным фактором эволюции толеитовых базальтов является кристаллизационная дифференциация. Ее тренд связан с окислительно-восстановительным режимом и кислотно-основными свойствами магм, в значительной степени зависящими от характера флюида. Второстепенные факторы — это смешение, о чем говорит наличие ксенокристаллов, неравновесных с расплавом, и ликвация, доказательством чего служит наличие вариолитовых структур.

2.3.5. Вторичные изменения океанических базальтов и **рудообразование в океанах.** Вторичные изменения базальтов делятся на три главных типа: подводное выветривание (гальмиролиз), локальные гидротермально-метасоматические и региональные метаморфические преобразования.

Гальмиролиз представляет собой процесс воздействия соленой воды,

кислорода и биоса на вещество базальтов. Ему в той или иной степени подвергнуты все породы, длительно экспонировавшиеся в контакте с морской водой. Гальмиролиз захватывает контактирующую с водой зону толщиной от долей миллиметра до первых сантиметров, проникая в глубь пород по трещинкам. Наиболее интенсивно подвергаются выветриванию стекловатые участки пород. Это процесс гидратации и окисления, сопровождающийся образованием зеленоватых хлорофеитов и желтых палагонитов, желтых и оранжевых окисленных гидратизированных стекол, которые затем превращаются в агрегат смешанослойных минералов, в первую очередь смектитов и селадонитов. Палагонитизация начинается уже при остывании излившейся магмы, т.е. практически синхронно с ее образованием. Прекращается она при погребении породы под более молодыми базальтами или осадками. Интенсивность палагонитизации увеличивается в местах разгрузки гидротерм, где к ней присоединяется образование глауконитовых минералов, железокремнистых фаз и оксидов марганца. В этом случае имеет место смешанный, гидротермально-гальмиролитический тип преобразования пород. К тем же местам разгрузки гидротерм приурочены и гидротермальные преобразования, которые происходят при воздействии на породы низкотемпературных (не более 300-350°С) минерализованных растворов. Природа этих растворов смешанная, судя по изотопным данным, преимущественно экзогенная, с примесью эндогенного компонента.

При гидротермальных процессах происходит гидролиз силикатов, сопровожлаюшийся вышелачиванием шелочей высокотемпературных И оснований. Здесь имеют место сложные процессы, зависящие от температуры растворов, открытости или закрытости системы, вариаций в щелочно-кислотной (pH) и окислительно-восстановительной (Eh) обстановках. Наиболее низкотемпературны процессы глинизации с образованием различных смешанослойных глинистых минералов, особенно из группы смектита (сапонита, монтмориллонита и др.), хлоритов, железокремнистых фаз. В зависимости от окислительно-восстановительных условий железо либо оседает в виде гидроокислов, либо выносится и рассеивается, определяя светлый цвет глин. Гальмиролитически измененные гидратированные стекла, особенно палагонитизированные и хлорофеитизированные, легче подвергаются гидротермальным преобразованиям.

При несколько более высоких температурах базальты изменяются в цеолитовой фации. Помимо разнообразных цеолитов в них присутствуют смешанослойные минералы, хлорит и калиевый полевой шпат, развивающийся как по трещинам, так и по плагиоклазам. Измененные в цеолитовой фации базальты возникают локально в тех участках морского дна, где имеются положительные температурные аномалии, связанные с гидротермальной деятельностью. На этой стадии изменения в базальтах обычно сохраняются главные породообразующие минералы, за исключением оливина, наиболее интенсивно изменяется стекло. По мере повышения температуры роль эндогенного компонента в гидротермальных растворах возрастает.

Региональные метаморфические преобразования захватывают как базальты, так и интрузивные породы океанической коры и относятся к зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. Эти преобразования совершаются преимущественно под влиянием эндогенных флюидов. К зеленосланцевой фации относятся разнообразные породы от спилитов до типичных зеленых сланцев, что зависит от интенсивности стрессовых явлений. Характерной ассоциацией минералов являются хлорит-альбит-эпидот-актинолит-кальцит-кварц. Океанической земной коре свойственна определенная вялость преобразования основного плагиоклаза, который сохраняется в ассоциации с хлоритом и **актинолитом**, что, очевидно, связано с недостаточно высоким потенциалом **Na**₂O и **CO**₂ во флюиде. Поэтому равновесная ассоциация перечисленных выше минералов обнаруживается преимущественно в зонах разломов, где фильтрация эндогенного флюида наиболее интенсивна и где они установлены в нижних частях второго и в третьем слоях океанической коры.

Амфиболиты, образованные за счет базальтов и габброидов, известные в третьем слое океанической коры, подняты преимущественно из зон глубоких трансформных разломов, что свидетельствует о достижении условий, соответствующих этой фации, лишь на глубинах третьего слоя. По данным **С.А.** Силантьева (1994), метагабброиды среди них резко преобладают над метабазитами.

Отсутствие процесса альбитизации на поверхности океанического дна в верхней части океанической коры свидетельствует о метаморфической природе спилитов и отвергает гипотезу об их образовании за счет взаимодействия базальтов с морской водой.

2.3.6. Рудообразование в океанах. Уже в раннюю смектитовую фацию преобразования базальтов в океане происходит вынос из них ряда компонентов. Этот процесс усиливается с возрастанием температуры и интенсивности гидротермальной циркуляции, что подтверждается экспериментальными данными по взаимодействию базальтов с морской водой, показавшими, что содержания Fe и Mn при температуре 200°C и давлении 500 бар увеличиваются в растворе более чем в 2000 раз (Bishoff, Dickon, 1975). Если считать, что при мощности базальтового слоя 2,5 км ежегодно образуется до 9 км³ базальтов, то из них может удаляться (в млн т): Fe — **117,5, Mn** — 4,85, P — **0,57,** Ni — 0,9, Zn — 0,47, **Cu** — 0,29, **Co** — **0,16**. ЭТИ величины намного превышают объемы вещества, привносимые в океан в растворенном виде с континентов (Щеглов, Курносое, Говоров, 1987). Таким образом, не оставляет сомнения важная роль вещества океанической коры, поступающего в воды океана с гидротермальными растворами и имеющего смешанную экзо- и эндогенную природу.

Оруденение в океанах представлено сульфидными рудами, сходными по составу с колчеданными рудами на континентах, которые также связаны с поствулканической гидротермальной деятельностью на дне водое**МОВ.** Значительная масса вещества, вынесенного этими растворами в восходящих ветвях гидротермальных систем, разгружается под дном и на его поверхности. Отложение рудного вещества происходит концентрированно, непосредственно вблизи выхода гидротермальных растворов на поверхность дна (рудные столбы, или "курильщики", и штокверковые залежи на стенках подводящих трещин), либо оно рассеивается в гидротермальных "факелах" над рудными залежами. "Факелы", или "дымы", представляют собой обогащенную эндогенными рудными компонентами морскую воду. Придонные течения приводят к образованию ореолов рассеяния этого вещества, которое концентрируется в осадках, приобретающих аномально высокие содержания рудных компонентов и получивших название металлоносных.

Сульфилные месторождения образуются в гидротермальных полях. расположенных над тепловыми аномалиями преимущественно в рифтовых долинах или на их пересечениях трансформными разломами. Так. в осевой части ВТП в пределах вытянутого грабена на глубине 2600 м расположено 80 отдельных геотермальных полей. Рудные столбы в них имеют вид пагод высотой до 20-50 м, с диаметром жерла 10-30 м. Время их жизни не превышает 20-30 лет. Характерна приуроченность к ним высокотемпературного биоса (вестиментиферы и др.) (рис. 2.13). Максимальная температура курящихся над ними дымов ("факелов") не выше 300-400°С. В дымах взвесь достигает 300 мг/л (Си — 8-9, Zn — 3-5, Fe — 20-30, Si — 20). На определенных стадиях в "факелы" поступает до 95-98% эндогенного вешества (Лисицын, Богданов, Гурвич, 1992). Среднее гидротермальное поле выносит около 90 т меди и цинка в год. Главными минералами выносимых сульфидов являются: халькопирит, пирротин, пирит, марказит, сфалерит и др. Нерудные сопутствующие минералы представлены ангидритом, графитом, баритом. На пути движения гидротерм меняются условия среды от высокотемпературных восстановительных, когда идет осаждение сульфидов, к низкотемпературным окислительным, когда в гидротермальном "факеле" образуются оксиды Fe и Mn, сопровождаемые сопутствующими элементами, которые концентрируются впоследствии в металлоносных осадках.

Наиболее распространенным типом сульфидного оруденения в океанах является медно-цинковый с повышенным содержанием золота и серебра. Свинец играет резко подчиненную роль со средним отношением Pb/Cu+Zn = 1/100 (Краснов и др., 1988).

По существующим прогнозам в породах второго и третьего слоев океанической коры можно ожидать месторождения медноколчеданного и медно-никелевого типов, связанные с расслоенными базитовыми интрузивами третьего слоя (Щеглов, Курносое, Говоров, 1987). К металлоносным относятся пелагические известковистые и глинистые осадки котловин, обогащенные гидроокислами железа и марганца, а также такими металлами, как свинец, цинк, молибден, никель, кобальт, медь и др.

2.4. Вулканические ассоциации океанических островов (внутриплитные)

Помимо COX вулканизм развит в пределах многочисленных поднятий океана на уже сформированной океанической коре, на изолированных континентальных блоках в ее пределах. Поскольку он не приурочен к границам плит, он носит название **внутриплитного**. Выделяется четыре главнейших типа морфоструктур: 1. Подводные горы — вулканические постройки, которые в процессе роста не были подняты выше уровня воды



Рис.2.13. Характерные гидротермальные башни из сульфидов на дне котловины Гуайма (Тихий океан). Данные наблюдений с борта ПОА "Пайсис" (Лисицын, Богданов, Гурвич, 1992)

либо были эродиропогружены И ваны после своего образо-Подводные вания. горы распределены на поверхности дна неравномерно, что свидетельствует 0 разном тепловом режиме мантии под океанами. Более всего их в северо-западчасти ной Тихого океана, где они концентрируются преимущественно влоль зон разломов. Всего в Тихом океане по разным данным на-55 считывается ло тысяч подводных гор (Batiza, 1982), но вулканически актив-

ных в настоящее время не более 2 тысяч. 2. Океанические острова, образованные самыми крупными вулканическими постройками Земли. Они состоят из одного или группы щитовых вулканов, образуя протяженные **цепи** или изометричные поднятия и архипелаги. Земная кора в их пределах всегда утолщена. В большинстве случаев она относится к океаническому типу, однако ряд вулканов заложен на реликтовых континентальных блоках (о. Ян-Майен, **Фернанду-ди-Норонья** в Атлантическом океане и др.). 3. Вулканические плато с повышенной мощностью коры и отсутствием линейных магнитных аномалий, приподнятые над дном океана на 1000 м и более, площадью до сотен квадратных километров (Nur, Ben Avraham, 1982). Часть из них, возможно, имеет в качестве фундамента деструктированную континентальную кору, другая часть образовалась в результате ареальных вулканических извержений на океанической коре с аномальным строением (тройные сочленения, "горячие точки", зоны разломов и др.). Они покрывают до **10%** современного дна преимущественно в Западной Пацифике и Индийском океане. 4. Трансформные и другие разломы.

2.4.1. Причины возникновения внутриплитного вулканизма. В настоящее время существует несколько гипотез, объясняющих возникновение внутриплитного вулканизма. Наиболее распространена гипотеза "горячих точек", или мантийных плюмов, предполагающая наличие фиксированного магматического источника в мантии, питающего поверхностные магматические процессы, над которым двигается плита (Wilson, 1963). По мере того как вулканическая постройка удаляется от горячей точки, вулканизм прекращается. В результате образуется вулканическая цепь, трассирующая направление движения плиты, как, например, Гавайский хребет и его северо-западное **продолжение** — Императорские горы.

Однако не все проявления внутриплитного вулканизма укладываются в гипотезу "горячих точек". Направление движения и его скорость, устанавливаемые по отдельным цепям вулканических островов, различны в пределах одной и той же плиты, т.е. в ряде случаев следует предположить наличие мелких самостоятельных плит, каждая из которых имеет свою траекторию движения. Кроме того, многие океанические острова образуют группы изометричной формы (Галапагосские, Азорские, Канарские и др.), что заставляет предполагать существование "горячих полей", занимающих фиксированное положение по отношению к океанической плите.

Высказанные выше противоречия привели к появлению альтернативных гипотез происхождения внутриплитного магматизма. Одна из них объясняет происхождение линейных вулканических цепей наличием постепенно развивающихся трешин и разломов в океанической коре по мере движения литосферных плит, которые приспосабливаются к широтным изменениям объема Земли (Turcotte, Oxburgh, 1978). Изометричные скопления островов соответствуют наиболее проницаемым участкам на месте пересечения разломов или находятся на их продвигающемся "острие". Возможно, что трещины возникают вследствие стрессовых напряжений, связанных со сжатием остывающей океанической литосферы, и в них устремляются магматические расплавы из мантийных глубин. Вероятно также возникновение многочисленных магмоподводящих трещин в связи с глубинной активизацией крупных участков мантии, которые обеспечивают развитие вулканизма на больших площадях "горячих полей". Примером является скопление подводных вулканических построек на северозападе и юго-востоке Тихого океана.

2.4.2. Вулканические серии весьма разнообразны и представляют целый спектр ассоциаций различной щелочности, сложенных, как правило, генетически родственными вулканитами. Главной чертой этих серий является преобладание основных пород над средними и кислыми, широ-

кое развитие контрастных серий при минимальных содержаниях пород средней кремнекислотности. В то же время в отличие от базальтов COX роль кислых и средних дифференциатов здесь значительно выше.

Среди вулканических внутриплитных пород океана выделены следующие типы серий, перечисленные в порядке увеличения степени недосышенности кремнезема (Carmichael, Turner, Verhoogen, 1974).

1. Оливин-толеит-кварц-трахитовая (риодацитовая) серия. Ее членами являются также ферробазальты, пикриты, исландиты и риолиты. Серия широко распространена, слагая подводные основания и наземные вулканы океанических островов, подводные горы и океанические плато. Наиболее полно породы этой серии изучены на Гавайских островах. К ней, как правило, относятся вулканические ассоциации островов, расположенных в пределах срединно-океанических хребтов, часто богатые кислыми породами (о-ва Пасхи, Вознесения, Исландия).

2. Натриевая субщелочная (фонолитовая серия). Ее членами являются также анкарамиты, гавайиты, муджиериты, бенмореиты. Преобладают породы основного состава (до 85%), породы среднего состава составляют 10–15%, кислого — не более 1-3%. По сравнению с толеитовой серией породы более дифференцированы. Ее производные широко распространены среди вулканических образований островов всех океанов, формируясь преимущественно в наземной обстановке, известны также на погруженных подводных горах и хребтах (подводное поднятие Маркус-Неккер).

3. Калиевая субщелочная базальт-трахитовая (фонолитовая) серия. Она развита незначительно. Слагающие ее породы близки к предыдущей, но отличаются высоким содержанием калия, которое достигает 2% даже в очень основных породах (SiO₂ – 42%). В состав серий входят лимбургиты, анкарамиты, оливин-лейцитовые базальты, субщелочные базальты (трахибазальты), трахиандезиты, тристаниты, трахиты и лейцитовые фонолиты. Редко встречаются лейцитовые тефриты (о-ва Кергелен, Тристанда-Кунья и Гоф).

4. Базанит-щелочно-базальт(тефрит)-фонолитовая серия. Включает преимущественно оливиновые, богатые авгитом анкарамиты, щелочные базальты, тефриты, базаниты. Фонолиты и щелочные трахиты присутствуют в подчиненном количестве. Ассоциации пород этой серии, как и предыдущей, редки. Наиболее типичные ее представители известны на о. Таити и островах Гвинейского залива в Атлантике. На о. Таити развиты своеобразные породы: высокощелочные таититы, близкие к муджиеритам, но отличающиеся высоким калием, содержащие слюду и гаюин; базаниты, которые являются химическими аналогами этих пород, но не содержат обычных для них фельдшпатоидов (базанитоиды); меланократовые стекловатые лимбургиты, практически лишенные полевых шпатов.

5. Нефелинит-фонолитовая серия. Сложена нефелинитами, менее распространенными меланократовыми анкарамитами, нефелиновыми базальтами, еще реже нефелиновыми фонолитами и щелочными трахитами. Ассоциации этой серии редки, и объемы слагающих их пород незначительны. Они известны преимущественно на островах Атлантики: Тринидад, Фернанду-ди-Норонья, Зеленого Мыса, а также венчают вулканизм на Гавайях.

По мере увеличения щелочности уменьшается роль подводных и возрастает роль наземных пород, увеличивается роль пирокластики, а также количество и разнообразие включений кристаллических пород, выносимых на поверхность. Одновременно, в длительно развивающихся вулканических центрах заметно изменяется характер вулканической деятельности: крупные щитовые вулканы претерпевают кальдерный этап развития, они осложняются по трещинам небольшими паразитическими кратерами и экструзиями. Активная вулканическая жизнь имеет место в отдельные фазы, разделенные периодами покоя, сопровождаемого эрозией. Поздние постройки в вулканических центрах приближаются к стратовулканам центрального типа, что связано с увеличением пирокластики и со сменой характера вулканических излияний. Быстро текущие, протяженные потоки маловязких базальтов сменяются среднекислыми образованиями, которые образуют экструзивные купола и короткие мощные потоки дегазированной магмы, а также богатые летучими пемзо-пирокластические и игнимбритоподобные тела.

2.4.3. Петрография. Разнообразие вулканических серий влечет за собой обилие петрографических разностей пород, их слагающих, главнейшие из которых перечислены выше. Толеитовые базальты по минералогии наиболее сходны с толеитовыми базальтами СОХ, однако имеют некоторые отличия. Среди вкрапленников помимо обычных для базальтов СОХ плагиоклазов, оливинов, клинопироксенов и шпинели встречаются ортопироксен и титаномагнетит. Ликвидусной фазой является оливин (Fa10.30) в парагенезисе со шпинелью, изменчивой по составу — с уменьшением содержания Cr_2O_3 , MgO, Al₂O₃ и возрастанием FeO по мере кристаллизации. Содержание, весьма чувствительное к восстановительным условиям кристаллизации, особенно быстро уменьшается в поздних кристаллах. Вторым по времени кристаллизации является плагиоклаз An_{50.85}. Одновременно во вкрапленниках могут сосуществовать три пироксена: авгит, гиперстен и пижонит, причем Са-пироксены совместно с плагиоклазом составляют и значительную часть микролитов основной массы. Встречаются мегакристы высокомагнезиальных оливина и клинопироксена (диопсида, авгита), которые либо являются ксенокристами, либо наследуются от более магнезиальной исходной пикритовой магмы.

Среди толеитовых базальтов островов, в отличие от базальтов COX, почти отсутствуют афировые разности, количество вкрапленников значительно выше, а основная масса преимущественно интерсертальная, витрофировая или гиалопилитовая. Игольчатые, удлиненные, сноповидные формы микролитов, свойственные быстрозастывающим расплавам толеитов СОХ, здесь редки (рис. 2.14).

Субщелочные базальты отличаются от толеитовых составом вкрапле**ников**, в который входят оливин,титанистый авгит, плагиоклаз, шпинель, керсутит и титаномагнетит. В основной массе помимо клинопироксена, плагиоклаза и магнетита появляется калиевый полевой шпат и изредка акцессорный нефелин. Как и в щелочных базальтах, для них характерны широкие вариации составов минералов, а также их зональное строение. Так, оливин меняет свой состав от Fa_{10} до Fa_{75} , иногда в пределах одного образца, плагиоклазы — от An_{85} до An_{35} . Последним свойственны прямая зональность и высокие содержания калиевой составляющей. Хотя керсутит является редкой и всегда подчиненной фазой в базальтах, он довольно широко развит в кумулативных включениях. Этот факт свидетельствует о глубинной кристаллизации последних, учитывая неравновесность амфибола на малых глубинах, и является доказательством высоких содержаний летучих в исходной магме.

В щелочных базальтах калиевый полевой шпат и фельдшпатоиды нефелин, лейцит — представляют собой главные минералы. В более кислых членах серий появляются биотит, гаюин, содалит. Заметную роль играют акцессорные минералы, в частности апатит и сфен. Пироксены становятся более натриевыми и представлены эгирин-авгитом, эгирином и энигматитом, с повышением щелочности в более кислых дифференциатах. На некоторых островах Атлантики с щелочными сериями связаны карбонатиты (о. Фуэртевентура из группы Канарских островов и о. Фернанду-ди -Норонья).

Вулканиты океанических островов богаты включениями, количество и разнообразие которых увеличиваются по мере возрастания щелочности серий. Выделяются два главных типа: родственные включения, для которых установлена корреляция между составами включений и вмещающих пород, и ксенолиты. К первым относятся кумулаты и фрагменты комагматических интрузивных тел. Они представлены широким спектром пород по кремнекислотности, начиная от ультрабазитов (Гавайи, Галапагосы) и кончая гранитоидами, преимущественно щелочными (о. Вознесения). Общность состава, в частности сходная щелочность, отсутствие реакционных взаимоотношений между включениями и вмещающим расплавом, воздействие которого на включения ограничивается обжигом и механическим расплавлением, часто встречающиеся кумулативные структуры доказывают их генетическое родство. Часть габброидов имеет полосчатую текстуру, подобно расслоенным массивам платформ.

Мантийные ксенолиты представлены преимущественно лерцолитами с преобладанием ортопироксена над клинопироксеном с переходами в дунит. Это массивные породы со следами перекристаллизации. Судя по высокому содержанию алюминия в пироксенах (до 5,4%), глубина их образования достигает 30-60 км. В ассоциации с вебстеритами и лерцолитами встречены также ксенолиты гранатовых перидотитов (эклогиты) в кратере Солт-Лейк на о. Оаху (Гавайи) с серией переходных образцов между ними. Это наиболее глубинные (около 100 км) из известных на Гавайях включений, образованные в мантии ниже шпинель-гранатового перехода.

2.4.4. Химизм и радиогенные изотопы. Вулканическим ассоциациям океанических островов свойственны специфические черты химического состава (табл. 2.5). Особенно четко они выявляются при сравнении внутриплитных толеитовых серий с аналогичными сериями СОХ. Главными отличиями внутриплитных толеитов в петрогенных элементах являются более высокие содержания TiO_2 и P_2O_5 , суммы щелочей (преимущественно за счет калия), суммарного железа и в целом пониженные содержания глинозема и кальция. Вариации магния, отражающего степень дифференциации, существенны и, хотя высокомагнезиальные базальты и пикриты встречаются достаточно часто, в среднем базальты океанических островов характеризуются более низкими содержаниями MgO и более высокими отношениями общего FeO/MgO, ввиду того что они чаще испытывают **глу**-



бинное фракционирование оливина в промежуточных очагах при подъеме к поверхности. Также наблюдается некоторое обеднение Ni и Cr, вследствие концентрации этих элементов в оливине и хромите, по сравнению с с расплавом. Показано, что вариации главных породообразующих оксидов в дифференциатах определяются преимущественно фракционированием тех или иных минералов (Le Roex, 1985), что отражается в температурном режиме дифференцированных серий (рис. 2.15). По мере перехода от толеитовых к щелочным сериям островов тенденции, намеченные в толеитовых сериях, сохраняются. Происходит дальнейшее увеличение содержания щелочей, титана и фосфора, что при уменьшении содержания кремнезема приводит к появлению недонасыщенных пород.

Еще более существенные отличия имеют место в содержаниях элементов-примесей. В вулканитах островов по сравнению с базальтами СОХ наблюдается обогащение крупными катионами с низкой валентностью — К, Cs, Rb, Sr,La (табл.2.6), возрастающее от толеитовых к щелочным породам (рис. 2.16).Как известно, содержание этих некогерентных элементов контролируется составом и степенью плавления источника. Особенно чувствительны отношения K/Rb и K/Ba, которые даже в толеитах существенно ниже, чем в базальтах СОХ, что свидетельствует об их повышенной щелочности. Наряду с Ti базальты островов обогащены также всеми высоковалентными элементами: Zr, Hf, Nb,Ta, Th, U. Для них характерны высокие содержания Nb и соответственно низкие Zr/Nb отношения (< 10) в отличие от базальтов СОХ (> 30).

Рис.2.14. Типы структур базальтов океанических островов Мирового океана (Лапин, Фролова, 1992): 1 - Базальт оливиновый (d=3,1 мм). Тихий океан, Галапагосский архипелаг, о. Рабида. Структура порфировая, основная масса интерсертальная и пилотакситовая. Во вкрапленниках оливин (крупные зерна) и мелкие зерна клинопироксена. 2 - Базальт субщелочной (d=6,7мм). Тихий океан, Галапагосский архипелаг, о.Рабида. Структура порфировая, основная масса интерсертальная, участками микролитовая, текстура мелкопорфировая и миндалекаменная. Вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена распределены в породе равномерно. Основная масса плагиоклаз-пироксеновая с небольшим количеством вулканического стекла и рудной пыли. 3 - Базальт оливиновый, субщелочной (d=3,1 мм). Атлантический океан, Канарские острова, о.Гран-Канария, г. Лас-Пальмас, влк. Посо-де-Лас-Ньевес. Структура гломеропорфировая, основная масса гиалопилитовая. Многочисленные вкрапленники оливина, орто- и клинопироксена. Оливин опацитизирован, Основная масса - темное сидеромелановое вулканическое стекло, в котором рассеяны грубо ориентированные лейсты плагиоклаза и зернышки клинопироксена. 4 -Базальт двупироксеновый, субщелочной (d=1,8 мм). Атлантический океан, Канарские острова, о. Гран-Канария, г. Лас-Пальмас. Структура порфировая и сериальнопорфировая, основная масса микролитовая, текстура редко пузыристая. Во вкрапленниках и в основной массе преобладают орто- и клинопироксены, реже встречаются оливины. Основная масса - бурое нераскристаллизованное вулканическое стекло с заметным количеством пироксена, апатита и зерен рудного минерала

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,51	49,36	44,10	46,46	48,60	51,90	61,73
TiO ₂	2,63	2,50	2,74	3,01	3,16	2,57	0,50
Al_2O_3	13,45	13,94	11,2	14,64	16,49	16,65	18,03
Fe ₂ O ₃	1,78	3,03	2,84	3,27	4,19	4,25	3,33
FeO	9,59	8,53	9,91	9,11	7,4	6,17	1,49
MnO	0,17	0,16	0,16	0,14	0,18	0,21	0,24
MgO	7,41	8,44	15,13	8,19	4,7	3,56	0,41
CaO	11,18	10,3	10,69	10,33	7,79	6,3	1,17
Na_2O	2,28	2,13	1,66	2,92	4,43	5,22	7,42
K_2O	0,49	0,38	0,54	0,84	1,6	2,01	4,19
P_2O_5	0,28	0,26	0,3	0,37	0,69	0,93	0,17

Средний химический состав вулканических

Примечание. 1 – толеитовый базальт, влк. Килауэа, Гавайи островов (Macdonald,1968): 2 - толеитовый базальт; 3-7 - суббазальт, 5 - гавайит, 6 - муджиерит, 7 - натриевый трахит; 8-9 занит, 9 - нефелинит, 10–12 - средние составы вулканитов Галабазальт, 11 - низкоглиноземистый толеитовый базальт, 12 - иснья (Baker et al., 1964): 13 - оливиновый базальт, 14 – трахиба-

По сравнению с базальтами СОХ типа **N-MORB** внутриплитные базальты обогащены легкими редкими землями (рис. 2.17) и обладают некоторым дефицитом тяжелых, соответственно **La/Yb** отношение во всех типах пород велико (4-7). Высокие содержания легких РЗЭ и крупноионных литофильных элементов в толеитовых базальтах островов говорят об их происхождении из неистощенной мантии. Дальнейшее повышение содержания легких РЗЭ и крупноионных элементов при устойчиво низких содержаниях тяжелых РЗЭ, свойственное щелочным базальтам, отражает низкую степень плавления при наличии граната в рестите. По-видимому, базальты океанических островов, как толеитовые, так и щелочные, выплавляются из иного, чем толеитовые базальты СОХ, источника.

Этот вывод подкрепляется характером отношений радиогенных изотопов (Sr, Nd, Pb, He). Все базальты океанических островов, как толеитовые, так и щелочные, характеризуются уменьшением ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и увеличением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr по сравнению с базальтами COX. На диаграмме ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd — ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr они образуют протяженный однонаправленный тренд, с отдельными отклонениями расположенный вдоль области мантийной корреляции (см. рис. 2.10). Наиболее близко, и практически перекрываясь с полем базальтов COX, расположены поля базальтов тех островов, которые находятся на срединных хребтах, на противоположном конце — поля редко встречающихся калиевых пород о-вов Кергелен, Тристанда-Кунья, Гоф (Атлантика) и щелочных базитов о-вов Самоа, Товарищест-

пород океанических островов

8	9	10	11	12	13	14	15
44,33	39,70	47,05	49,26	60,64	42,43	48,54	58,00
2,65	2,8	2,15	3,91	1,85	4,11	2,98	1,2
12,8	17,26	17,26	14,57	14,73	14,15	18,00	19,05
3,38	5,3	3,67	4,51	2,97	5,84	3,78	1,7
9,14	8,2	7,10	9,31	5,20	8,48	5,18	2,2
0,15	0,2	0,15	0,19	0,15	0,17	0,18	0,1
11,05	12,1	6,93	4,29	2,15	6,71	3,32	1,0
10,52	12,8	8,51	8,42	4,99	11,91	8,49	3,3
3,6	3,8	3,26	3,91	4,42	2,77	4,74	6,5
0,99	1,2	1,13	0,89	2,22	2,04	3,38	5,3
0,43	0,9	0,66	0,61	0,5	0,58	1,18	-

(Wilson, 1988); 2-9 - средние составы вулканитов Гавайских щелочная серия: 3 - анкарамит, 4 - субщелочной оливиновый -щелочная (фельдшпатоидная) серия: 8 - нефелиновый бапагосских островов: 10 – высокоглиноземистый толеитовый ландит; 13–15 - средние составы пород о. Тристан-да-Кузальт, 15 - трахит.

ва (Тихий океан). При этом абсолютные значения изотопных отношений стронция варьируют от 0,7030 до 0,7065, а неодима — от 0,5124 до 0,5131. Разброс данных по радиогенным изотопам Sr, Nd, а также Pb объясняется смешением нескольких источников магмообразования: истощенного, дающего базальты COX N-типа MORB, в разной степени обогащенного, а также отдельных случаях рециклированного океанического корового материала (Wilson, 1988). Таким образом, область мантийной корреляции на диаграмме ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Ndпредстает как область смешения двух источников, а наблюдаемые отклонения от нее объясняются процессами рециклирования. Исходя из этой концепции, расплавы (базальты) океанических островов происходят из обогащенной мантии с разной степенью примеси деплетированного мантийного материала, который они захватывали по мере их поступления к поверхности.

Данные по вулканическим породам океанических островов свидетельствуют, что их магма была более богата летучими компонентами, чем магма под срединно-океаническими хребтами. Их содержание увеличивалось по мере эволюции расплавов, о чем свидетельствует появление водосодержащих минералов в дифференциатах базальтовой магмы. Прямая корреляция наблюдается между содержанием летучих и щелочностью пород, что хорошо видно по более низким температурам ликвидуса щелочных базальтов островов по сравнению с толеитовыми (см. рис. 2.15) (Фролова, Перчук, 1982).



Рис.2.15. Температурный режим вулканических серий в процессе их эволюции (Фролова, Перчук, 1982). I-II - Серии океанических островов: І - толеитовые, II - щелочно-оливин-базальтовые; III - серии островных дуг. Океанические острова: 1 - Гавайи (влк. Килауэа, Мауна-Лоа, Ваианае), 2 - Галапагосы (о. Рабида), 3 - Гавайи (o.Oaxy), 4 - Таити, 5 - Тенерифе, 6 - Понапе, 7 - Зеленого Мыса. Островные дуги: 8-9 - о. Парамушир (8 - плейстоценовые платобазальты и андезиты, 9 - влк. Эбеко), 10-12 - о. Кунашир (10 - влк. Тятя, 🔲 - влк. Менделеева, 12 - влк. Головнина), 13-14 - о. Шикотан (13 - зеленовкомлекс, 14 - ноторотомаринский комский плекс), 15 - п-ов Камчатка, влк. Малый Семячик. экспериментальные данные (Бабанский, 1980)

Изучение состава газов. законсервированных во включениях интрателлурических в минеральных фазах (Сахно. Мартынов. 1987), в ряде островов западной части Тихого океана (о-ва Пасхи, Гавайи, Таити) показало, породы океаничто ческих островов отличаются не только более высоким (в 2-3 раза) содержанием газовой составляющей в pacплавах по сравнению с ИХ содержанием в СОХ, но и соотношением компонентов флюида и степенью их окисленности. Отношения С/Н увеличиваются в породах океанических островов по сравнению с базальтами СОХ. В составе флюидов высока роль галогенов (Cl, F) при преобладании хлора в базальтовых членах серий с накоплением фтора по мере эволюции расплавов. Судя по широкому развитию гидроксилсодержащих фаз в родственных включениях по сравне-

нию с вмещающими их вулканитами щелочных и субщелочных серий, магмы последних испытывают отделение летучих при подъеме к поверхности. Это отражается на взрывном характере щелочного вулканизма в отличие от толеитового.

В качестве примеров вулканических провинций океанических островов ниже кратко рассмотрены Гавайская и Исландская, принципиально

			,		
Оксиды.	1	0	2	4	_
элементы	Ţ	2	3	4	5
K_2O	0,37	0,92	0,45	0,48	0,50
Rb	7,2	22	13	—	9,57
Ba	127	306	120	124	149
Sr	288	490	292	_	243
Ni	92	103	228	73	104
Co	50	41	59	45	45
Cr	160	150	507	276	318
V	455	340	299	327	250
Zr	161	238	139	—	_
Nb	18	32	-	-	-
Hf	-	-	3,58	4,2	-
Ta	-	-	0,93	-	-
Th	-	-	0,89	-	-
La	13	22	12,9	13	13,39
Ce	29	86	28,8	34,5	-
Sm	-	-	6,0	5 , 5	3,93
Yb	3,2	3,1	2,18	2,03	2,37
Y	50	34	18,1	19,7	_
n	420	240	5	10	-

Средний состав микроэлементов базальтов океанических островов (Кузьмин, **1985**)

Примечание. 1-2-базальты (1 - **толеитовые**, 2 - щелочные), 3-4 - вулканы Гавайских островов (3 - влк. Мауна-Лоа, 4 - влк. Килауэа), 5 - Азорские острова.

различающиеся своей геологической историей и положением относительно **СОХ**.

2.4.5. Магматические ассоциации Гавайских островов. Гавайские острова представляют собой одну из типичных и хорошо изученных областей океанического внутриплитного вулканизма, значительно более молодого, чем подстилающее их океаническое дно, расположенную вдали от континентов и COX (см. рис. 2.2).

Гавайский хребет и его северо-западное продолжение (Императорские горы) образуют цепь вулканических островов и подводных вулканических гор с постепенно затухающей на северо-запад активностью. Изменение простирания Гавайского хребта по отношению к Императорским горам рассматривается как доказательство изменения направления спре-Динга в Тихом океане 40-50 млн лет назад. Гавайский хребет протягивается более чем на 2000 км, причем подводная его часть преобладает над надводной. Единственным вулканически активным островом в настоящее время является о. Гавайи (рис.2.18), более западные острова сложены



Рис.2.16. Распределение микроэлементов, нормализованных по примитивной мантии (Sun, 1980), в вулканических породах о. Гавайи: 1 - базальты океана, 2 - мелилитовые нефелиниты, 3 - щелочные базальты, 4 - толеиты нормальной щелочности. Для сравнения приведены океанические базальты N- и Етипов MORB (Basaltic Volcanism..., 1981)

потухшими эродированными вулканами, а далее расположены атоллы, образованные барьерными рифами опустившихся островов после затухания вулканической Крайним деятельности. ИЗ них является атолл Милуэй. северозападнее которого расположены лишь вулканические горы. По данным K-Ar геохронологии (Shaw, Jackson, Bargar, 1980) предполагается, что в настоящее время Гавайский архипелаг движется над "горячей точкой" со скоростью около 6 см/год.

Остров Гавайи представляет собой пять сросшихся щитовых вулканов (см. рис. 2.18), существующих около 1 млн лет. Из них в настоящее время активны только два: Килауэа и Мауна-Лоа. Вулкан Мауна-Лоа, имеющий высоту 4170 м над уровнем моря, и близкий по высоте потухший вулкан Мауна-Кеа — наиболее грандиозположительные ные структуры Земли, созданные вулканической

деятельностью (считая от уровня океанического дна их высота достигает около 8000 м). Сейсмические исследования показали, что магматические очаги локализуются на глубинах от 100 до 50 км (Eissler, Kanamori, 1986). По геофизическим данным мощность океанической коры под Гавайями достигает 20 км (Watts et al., 1985). В ее пределах расположены малоглубинные камеры. Так, под вулканом Килауэа оконтурена асейсмичная зона магматической камеры диаметром около 3 км, протягивающаяся вглубь от 3 до 6 км (Ryan, Koyanagi, Fiske, 1981). От нее отходит канал, который прослеживается через всю кору. Вероятны промежуточные камеры в интервале 50-15 км, находящиеся в верхах мантии и низах коры. Геодезические наблюдения на о. Гавайи показали, что весь остров в целом и особенно склоны вулканов поднимаются и опускаются, причем колебания достигают от 1 до 4 м и связаны с наполнением и опорожнением малоглубинных камер под вулканом. Так, за период с 1912 по 1921 гг. уровень острова поднялся на 91,5 см, после большого извержения 1924 г. он опустился на 106,7 см, а у края лавового озера Халемаумау на 406,2 см (Macdonald, Hubbard, 1972). Судя по составу изливающихся лав, магма,



Рис. 2.17. Распределение РЗЭ в базальтах океанических островов, нормализованных по хондриту: А - толеитовые базальты, Б - щелочные базальты. 1 - влк. Килауза (о. Гавайи), 2 - влк. Мауна-Лоа (о. Гавайи), 3 - влк. Кохала (о. Гавайи), 4 - Азорские острова (White, Mc Birney, 1979). Для сравнения приведены океанические базальты N- и Е-типов MORB

наполняющая близповерхностную камеру, испытывает кристаллизационную дифференциацию с осаждением кристаллов оливина и шпинели, вследствие чего ранние порции магмы незначительно обогащены кремнеземом и железом по сравнению с магнием. Дифференциация наблюдалась и непосредственно в лавовых озерах, неоднократно возникающих на вулкане Килауэа. Хотя некоторые из них довольно значительны (так, оз. Халемаумау имело глубину 75 м и застывало в течение 50 лет), дифференциация в них ограничена. Последние порции магмы, поднимающиеся при опустошении промежуточной камеры, обогащены оливином и по составу близки к пикритам.

В развитии почти каждого гавайского вулкана, прошедшего полный Цикл своей активности, намечается 4 стадии (Macdonald, 1968) (рис. 2.19). I — стадия построения щитового вулкана с частыми извержениями жидкой лавы толеитового состава, с низким коэффициентом эксплозивности (не более 1%), образующей тонкие лавовые потоки. В конце этой стадии вершина вулкана взрывается с образованием кальдеры. II — стадия наполнения кальдеры потоками жидкой лавы. Запруженные потоки становятся более толстыми, они медленнее остывают с образованием газовых пузы-Рей. При переполнении приповерхностных резервуаров магмой возникают **Грецины** ("рифты") на внешних склонах кальдеры, с образованием мелких взрывных кратеров, откуда изливаются потоки лав. Состав лав меняется, появляются субщелочные базальтовые и переходные по составу потоки, переслаивающиеся с толеитовыми, эксплозивность увеличивается. III — посткальдерная стадия, во время которой на вершине вулкана надстраивается "шапка", сложенная толстыми и короткими потоками лавы и пирокластическими продуктами. Появляются экструзивные купола. Вулканическая активность уменьшается, между потоками появляются слои отложений временных потоков и локальные эрозионные несогласия, свидетельствующие о длительных периодах покоя. Вулканические породы представлены образованиями субщелочных серий — базальтами и их дифференциатами. Эта стадия знаменует собой конец главного этапа вулканизма, сменяющегося периодом покоя, когда вулканическая постройка подвергается наземной или морской эрозии. IV — постэрозионная стадия, которая проявляется после длительного периода покоя. Состав вулканитов — недосыщенные кремнеземом щелочные базальты, базаниты и нефели-



Рис **2.18**. Карта о. Гавайи, показывающая размещение главных вулканов и лавовых потоков, образовавшихся в историческое время. Типы лав: 1 - текучие (пахоехое-лавы); 2 - глыбовые (аа-лавы)



Рис.2.19. Схема эволюции вулканического острова в океане (Volcanism in Hawaii, 1987). Первые 4 стадии характерны только для Гавайских островов: (1) - подводная стадия; (2a, 26) - различные стадии роста вулкана, поднимающегося над уровнем моря с образованием вершинной кальдеры (2в); (3) - посткальдерная стадия с образованием вершинной "шапки"; (4 и 5) - постэрозионные стадии после периода длительного покоя; (6) - стадия погружения с образованием атолла; (7) - завершающая стадия полного погружения и последующего размыва. 1-9 - отложения: 1 - пелагические осадки, 2 - коралловые рифы, 3, 4 - лавовые и пирокластические породы стадии накопления, 5 - толеиты (пахоехое) и аа-лавы стадии построения вулкана, 6 - захороненная (древняя) кальдера, 7 - продукты подводной стадии, 8 - толеитовые пиллоу-лавы подводной стадии, 9 - щелочные лавы начальной стадии. 10 - стрелка показывает погружение

ниты, сопровождаемые обильной пирокластикой. Время вулканической активности невелико, так же как и объемы вулканических пород. После этого вулканизм заканчивается и постройка подвергается эрозии и постепенному опусканию.

Эта генерализованная схема не обязательно свойственна каждому вулкану, активность которого может прекратиться на любой стадии. Активные вулканы о. Гавайи находятся на II стадии (Мауна-Лоа, Килауэа), III стадия, по всей вероятности, закончилась на вулкане Мауна-Кеа. IV стадия свойственна вулканам о. Оаху (рис.2.20). На о. Гавайи, таким образом, хорошо прослеживается свойственное всей цепи островов смещение активного вулканизма на восток. Эту закономерность нарушает недавно открытый подводный вулкан Лоихи в 55 км к юго-востоку от Килауэа, находящийся на глубине 900 м ниже уровня моря и потухший 5 тыс. лет назад. Он сложен щелочными оливиновыми базальтами и характеризуется интенсивной гидротермальной деятельностью.

Геологические взаимоотношения между вулканитами различных ассоциаций позволяют утверждать, что ассоциация нефелинитовых пород имеет самостоятельный генезис. Менее определенно это можно сказать в отношении производных толеитовой и субщелочной магмы, которые переслаиваются и образуют постепенные переходы. Согласно ранним представлениям (Macdonald, **1968)** породы этих серий образовались за счет единой, богатой оливином (не менее **17%)** магмы при ее фракционировании на глубинах около 30-50 км соответственно. Позднее (Jakes, Green, 1980; Такаћаshi, **Kushiro**, 1983) исследование безводного ксенолита шпинелевого лерцолита из гавайских щелочных базальтов показало, что близликвидусное парциальное плавление при давлениях около **15** кбар дает толеитовые составы, при давлениях между 15 и 25 кбар выплавляются щелочные



Рис. 2.20. Эволюция вулканизма Гавайских островов (Langenheim, Clagua, 1987): 1 - субщелочные базальты, пикритовые базальты, анкарамиты, бенмореиты, гавайиты, муджиериты и трахиты; 2 - щелочные базальты, базаниты, нефелиниты и (или) мелилиты, редкие анкарамиты и гавайиты; 3 - оливиновые и безоливиновые толеитовые базальты, пикритовые базальты, редкие исландиты и риодациты; 4 - лавы стадии накопления кальдеры

базальты, которые при увеличении степени парциального плавления сменяются высокомагнезиальными толеитами, а при давлениях выше 25 кбар, в зависимости от степени плавления, — щелочными пикритами или пикритами соответственно (рис. 2.21).

Согласно этим данным вариации степеней парциального плавления и его глубины позволяют получить толеитовые или щелочные базальты из одного и того же источника, следовательно, обеспечить их тесную пространственную и временную связь. Общее содержание летучих в гавайских толеитовых магмах не превышает 0,5-0,6% при содержании воды 0,3-0,5% (Harris, Anderson, 1983), так что погрешность вышеупомянутого эксперимента за счет безводных условий невелика. Поскольку в базанитнефелинитовой серии известны находки ксенолитов гранатсодержащих ультрамафитов, предполагается расположение источника ниже шпинельгранатового перехода. Подобные магмы требуют для своей генерации высокое содержание богатой CO_2 флюидной фазы (Wendland, Mysen, 1980).

Итак, рассмотрение временной эволюции вулканизма Гавайских островов в отдельных вулканических постройках позволяет предположить



Рис. 2.21. Вариационные тренды реальных вулканических серий (Гавайи) и **тренды** фракционирования, полученные экспериментально (Green, **Ringwood**, 1968). Породы эксперимента: ОТ -оливиновый толеит, АВ - щелочной оливиновый базальт, ОВ - оливиновый базальт (смесь ОТ и АВ). Буквы H, M, L обозначают тренды фракционирования соответственно при высоком (13–18 кбар), среднем (9 кбар) и атмосферном давлениях. **КЈ** - низкобарный тренд лавового озера **Килауза**. Стрелки показывают: I - фракционирование при высоком давлении или уменьшение степени парциального плавления, II - фракционирование **при** низком давлении или высокая степень плавления

постепенное уменьшение степени плавления субстрата и углубление области магмогенерации. Это может быть связано либо с перемещением плиты и соответственно вулканической постройки в краевую, более глубинную и холодную часть мантийного диапира, либо с постепенным охлаждением последнего при фиксированном положении постройки.

2.4.6. Магматические ассоциации о. Исландия. В отличие от Гавайев Исландия представляет собой аномальное явление среди океанических островов. Мощная земная кора мафического характера (по разным данным от 30 до 50 км) отличает ее от других океанических островов. Исландия приурочена к так называемому Гренландско-Фарерскому порогу, пересекающему Северную Атлантику в виде своеобразного моста с остатками континентальных блоков земной коры, подвергшегося в голоцене

сводово-глыбовым движениям с образованием сопутствующих структур растяжения — грабенов, горстов, сбросов, рифтогенных структур (рис. 2.22).

Формирование впадины Северной Атлантики началось около 80 млн лет назад при расколе древнего континентального пояса между Канадско-Гренландским и Балтийским кристаллическими щитами (Зоненшайн и др., 1987). Последний в результате рифтогенеза, затем а спрединга сопровождался опусканиями и мощным базальтовым вулканизмом. Образование пересекающей Исланлию части САХ (хр. Кольбенсвейн) датируется магнитологами как нелавнее (15 млн лет; Зверев и др., 1979). По данным Е.Е. Милановского (1979),общая амплитуда горизонтального поперечного



Рис.2.22. Обзорная схема исландского сектора Северной Атлантики: I - неовулканическая зона Исландии; 2 - рифтовые зоны океана; 3 - линейные магнитные аномалии и их номера; 4 - граница континентального шельфа и блоки континентального типа в океане; 5 - скважины глубоководного бурения и их номера (Миоценовые базальты..., 1991)

растяжения в Северной Атлантике не превышает нескольких сотен километров, что значительно уступает ширине океана в этом месте, составляющей от 1 до 2 тысяч км. Если эти оценки верны, то следует допустить наличие помимо спрединга дополнительного механизма, участвующего в формировании Северо-Атлантического бассейна. Наиболее вероятным представляется механизм деструкции и погружения континентальной земной коры.

Геологическая история Исландии известна начиная с неогена. В ее строении сочетается несколько структурных планов. Доминирующей является меридиональная зональность, обусловленная приуроченностью острова к рифтовому поясу САХ. Она сочетается с субширотной зональностью, связанной с субширотным глубинным разломом, определяющим изменение простирания рифтовых зон (см. рис. 2.22).Как продольные, так и поперечные структуры контролируют распределение современных вулканических центров. Кроме того, имеются элементы концентрической зональности: остров вместе с шельфом представляет собой пологое куполовидное поднятие, в связи с наличием разогретой линзы в литосфере, где 1200°С, соответствующие базальтовому ликвидусу, наблютемпературы даются на глубинах около 30 км, в то время как средние температуры в океане на тех же глубинах не превышают 300°С. Ввиду прогибания поверхности Мохоровичича под островом, Исландия в разрезе представляет собой двояковыпуклую линзу, созданную грандиозным и продолжительным базальтовым магматизмом.

В основании видимой части разреза Исландии залегают миоценовые наземные платобазальты, образовавшиеся в результате трещинных излияний мощностью до 8-10 км. Они слагают моноклинальную толщу, полого падающую к центральной части острова. Это афировые и порфировые оливин-плагиоклазовые базальты, подвергнутые цеолитизации и пропилитизации. Среди платобазальтов присутствуют продукты деятельности вулканов центрального типа, сложенные дифференцированными сериями базальтов, андезитов, риолитов, игнимбритов, сопровождаемых пирокластическими образованиями. С комплексом платобазальтов связаны рои даек долеритов, силлы и небольшие интрузивные пласто- и штокообразные тела преимущественно габбро-гранофирового состава. Некоторые расслоенные тела скергаардского типа содержат также габбро-перидотиты, анортозиты и диориты.

Миоценовый комплекс платобазальтов идентичен комплексу платобазальтов обширной третичной континентальной трапповой Британо-Арктической провинции (Тернер, Ферхуген, 1961; Шейнманн, 1968), породы которой в виде фрагментов обнажаются в районе Северной Атлантики. К этим фрагментам относятся платобазальты западной и восточной Гренландии, северной Ирландии (плато Антрим), западной части Шотландии, Гебридских и Фарерских островов, а также о-вов Ян-Майен и Шпицберген. Выше платобазальтов залегает плиоцен-плейстоценовый комплекс, сложенный осадочными и вулканическими породами, более разнообразный и изменчивый по составу, сформированный не только в наземных, но и в подводных условиях. Помимо трещинных излияний большую роль играют постройки центрального типа, сложенные как основными, так и кислыми образованиями, в том числе и риолитовыми экструзиями.

Венчает разрез Исландии комплекс молодых рифтогенных вулканитов плейстоценового и голоценового **возраста**. Они приурочены к молодым вулканическим зонам — Западной, которая является северным продолжением хребта Рейкьянес, и Восточной, которая к югу слепо заканчивается на исландском шельфе и характеризуется наиболее интенсивным вулканизмом. Многочисленные (до 200) вулканические аппараты представлены тремя морфологическими типами: эруптивные трещины, изливающие расплавы, сходные с

платобазальтами: шитовые базальтовулканы вые и сложные вулканы центрального типа. с которыми связаны дифференцированные серии и главная масса кислых пород с выбросами пирокластики (пемзы, пеплы, игнимбриты). К этому типу относятся известные вулканы Гекла и Аскъя. Своеобразные вулканические постройки типа столовых гор образованы подледными и подводными (озерныизвержениями, ми)

где широко развиты

Средний химический состав вулканических

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,7	48,4	57,34	49,20	73,90	48,50
TiO ₂	2,4	2,0	1,40	1,40	0,40	2,20
Al_2O_3	14,2	14,7	14,9	15,00	12,00	14,30
Fe_2O_3	4,4	3,1	1,58	2,6	1,6	2,8
FeO	8,7	9,6	6,00	9,0	2,9	10,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2
MgO	6,7	7,4	4,07	7,8	0,2	7,4
CaO	11,5	11,8	6,64	12,3	2,00	11,5
Na_2O	2,5	2,2	3,67	2,2	4,2	2,3
K_2O	0,4	0,4	2,66	0,2	2,8	0,4
P_2O_5	0,3	0,2	0,27	0,1	0,1	0,2
n	40	77	2	29	6	28

Примечание. 1 - средний состав платобазальтов оценовые базальты (2) и андезиты (3); 4-9 - породы грабен (4 - базальты, 5 - риолиты), 6 - южный грабен, зальты, 8 - андезиты, 9 - риолиты; 10-12 - щелочные зальты, 11 - андезиты и 12 - риолиты (Миоценовые

продукты дезинтеграции базальтовых лав при их излиянии в водную среду (гиалокластиты) и пиллоу-лавы.

Все три комплекса Исландии бимодальны: наиболее распространены базальты, которые слагают до 85-95% всех вулканитов, значительно меньше кислых пород (11-12%) и еще меньше средних (до 3%). Большая

часть кислых пород приходится на крупные вулканы центрального типа, расположенные в пределах рифтовых зон. Характерная черта вулканизма Исландии — резкое преобладание трещинных базальтов при незначительном развитии щелочных пород. Провинциальная особенность состава вулканитов — высокие содержания железа и низкие глинозема при высоких отношениях **Na₂O/K₂O**.

Неогеновые платобазальты (см. табл. 2.7) по нормативному составу относятся к оливиновым и кварцевым толеитам. Встречаются кумулативные меланократовые (обогащенные оливином) и лейкократовые (обогащенные плагиоклазом) разности. Их количество возрастает в вулканах центрального типа. Серии этих вулканов дают непрерывные тренды изменений состава от базальтов и пикробазальтов до риолитов, что говорит об их образовании из единой магмы путем дифференциации. Близкие к платобазальтовому комплексу плиоцен-плейстоценовые базальты отличаются

Таблица 2.7

7	8	9	10	11	12
47,50	61,45	74,80	47,30	57,95	74,30
1,60	1,25	0,2	3,40	1,44	0,20
13,60	13,58	12,6	14,70	14,30	12,60
2,6	1,5	1,2	2,8	2,93	1,30
10,2	6,84	1,6	11,0	8,86	1,30
0,2	0,18	0,1	0,2	0,29	0,1
10,6	1,86	0,2	6,7	1,95	0,1
11,4	5,41	1,3	9,7	5,58	0,5
2,00	4,32	4,6	3,0	4,28	5,3
0,2	1,84	3,4	0,9	1,45	4,3
0.1	0.35	0.1	0.3	-	0.1

пород Исландии

8

2

15

миоценового возраста Исландии; 2-3 - плиплейстоценового возраста: 4-5 - северный базальты, 7-9 - центральный грабен: 7 - бапороды плейстоценового периода: 10 - бабазальты Исландии..., 1991).

44

повышенной магнезиальностью и пониженной щелочностью при меньшем в целом содержании крупноионных элементов (Sr, **Ba**, Rb) и, очевидно, представляют заключительные, наиболее основные порции магмы единого долгоживущего дифференцированного глубинного очага.

Четвертичные базальты рифтовых зон более неоднородны по сравнению с более древними базальтами. Среди них выделяются толеитовые и резко подчиненные им субщелочные разности. Первые подразделяются на толеитовые базальты, близкие по составу к неогеновым платобазальтам, и **низко**щелочные толеитовые базальты (Исландия и СОХ) (Геохимия..., 1978). Каждая из выделенных

разновидностей занимает особое геологическое положение. Так, южное окончание Западной рифтовой зоны и северное окончание Восточной, примыкающие к подводным участкам Срединно-Атлантического хребта (хребтам Рейкьянес и Кольбенсвей), сложены низкощелочными толеитовыми базальтами, близкими к толеитовым базальтам СОХ, но не вполне тождественными 'им. Они в среднем богаче железом, титаном, калием, фосфором, а также крупноионными элементами Rb, **Ba, Sr**, РЗЭ цериевой группы, **Pb**, хотя среди них встречаются и очень низкощелочные породы, содержащие менее 2% щелочей при десятых долях содержания K_2O (табл. 2.8). Центральная часть рифтовой зоны, удаленная от океана, сложена толеитовыми базальтами, близкими по составу к базальтам неогена. Субщелочные оливиновые базальты известны лишь на южном окончании Восточной рифтовой зоны и на п-ве Снайфедльснес на западе острова. Они представлены натриевыми разновидностями и варьируют по составу от гиперстеннормативных до нефелиннормативных разностей.

Кислые породы в современных вулканах фациально разнообразны. Это лавовые потоки, игнимбриты, пемзы, экструзии, малоглубинные интрузивные тела (штоки, силлы, конические дайки). Судя по коническим трещинам, глубина магматических камер, поставляющих кислые породы, невелика, не более 3-5 км. Выходы кислых пород совпадают с гидротермальными полями, которые несут интенсивную пропилитизацию, силификацию, аргиллитизацию, связанную с разгрузкой гидротерм. Кислые породы часто начинают циклы извержений, причем чем длительнее период покоя, тем больше объемы кислых пород.

Характерная черта средних и кислых пород — сохранение в них особенностей вещественного состава, свойственного связанным с ними базальтам, в частности характера и типа шелочности. Породы среднего состава обогащены железом и являются эталоном исландитов, связанных с толеитовыми сериями. Высокое содержание железа в ряде случаев сохраняется и в кислых породах, преимущественно в дацитах. Последним свойственны повышенные содержания крупноионных элементов и легких РЗЭ, с четко выраженным европиевым минимумом, что, наряду с наличием пород с кумулативным плагиоклазом, свидетельствует о его фракционировании.

Составы породообразующих минералов эволюционируют от базальтов к риолитам в сторону повышения железа в оливинах (от Fa_{10} до Fa_{84}) и клинопироксенах (от Fs_5 до Fs_{45}) и натрия в плагиоклазах (от An_{85} до An_{30}). В кислых породах присутствуют щелочной полевой шпат (анортоклаз и Na-санидин), кварц, редко ортопироксен. Гидроксилсодержащие минералы редки.

Характерная особенность лав Исландии — наличие смешения базальтовых и риолитовых расплавов — эмульсия риолитов в базальтах, включения базальтовых шлаков в риолитах, сложные дайки базальтриолитового состава, иногда с наличием зоны закалки и с явлениями гибридизма по контактам с образованием андезитов и дацитов, смешение минеральных парагенезисов кислых и основных пород (Gunn, Watkins, 1969).

Изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в исландских вулканитах равны 0,7020-0,7037 (O'Nions, Pankhurst, 1973), не обнаруживая сколько-нибудь значительных изменений в зависимости от кремнекислотности и варьируя

от минимальных значений, свойственных вулканитам COX, к максимальным, характерным для пород океанических островов. Часть их близка к базальтам COX и по изотопным отношениям свинца (207 PB/ 204 PB=15,59; 206 PB/ 204 PB=18,82; 208 PB/ 204 PB=38,36) (Brooks, Jakobson, 1974). Наибольшее

Таблица 2.8

Элементы	1	2	3	4	5	6
La	11,8	-	2,78	8,75	26,30	59,00
Sm	5,13	—	1,50	3,50	8,71	7,1
Eu	1,82	-	0,67	1,32	2,67	2,0
Yb	3,1	-	-	0,34	-	2,0
Rb	6,5	5,0	6,5	7,1	12,7	-
Sr	310	148	87	250	392	-
Ba	130	64	55	65	270	-
SC	34	31	37	36	19	-
V	406	395	340	362	316	-
Cr	137	212	200	270	98	-
Со	51	54	45	45	49	-
Ni	88	84	90	94	51	-
Nb	13,8	10	4	13,4	29	-
Zr	175	170	61	116	170	-
Th	1,9	0,7	0,2	0,6	2,1	—
Zn	130	177	140	125	186	-

Средний состав микроэлементов вулканических пород Исландии, г/т

Примечание. 1- платобазальты Исландии миоценового возраста; 2 - плиоценовые базальты; 3-5 - базальты плейстоценового возраста: 3 - северный грабен, 4 - центральный грабен, 5 - южный грабен; 6 - щелочные базальты плейстоценового возраста (Миоценовые базальты Исландии..., 1991).

сходство с базальтами СОХ обнаруживают молодые вулканиты Исландии.

Относительно большие объемы кислых пород в Исландии делают ее **Удобным** полигоном для решения вопроса о происхождении кислых пород в океанических островах. "Восстановительные" условия при образовании исходных базальтовых магм, вследствие чего в расплаве среди кристаллизующихся фаз отсутствует магнетит, приводят к формированию ферробазальтов как в толеитовых, так и в щелочных сериях. Содержание воды в ферробазальтах повышается до 1,5-2%. По данным А.А. Кадика, О.А. Луканина, И.В. Лапина (1990), окисление магматической системы Уже на уровне ферробазальтов, обусловленное кристаллизацией в закрытой системе при сопутствующей дегазации расплавов, вызывает интенсивную кристаллизацию магнетита и приводит при дальнейшей их эволю-

ции к образованию бедных железом кислых магм. При этом в щелочных сериях оказывается иногда превзойденным барьер, разделяющий при низких давлениях нефелин- и кварцнормативные магмы с образованием кварц -нормативных андезитов и риолитов. Повышенное содержание летучих компонентов при давлениях, соответствующих глубинам очагов, приводит к обособлению флюидной фазы и к последующей дегазации с диссипацией водорода, вследствие чего окислительный потенциал расплава увеличивается и определяется буферным равновесием между QFM и NNO. Альтернативные гипотезы происхождения кислых пород Исландии включают ликвацию с образованием контрастных базальт-риолитовых серий (Пугин, Хитаров, 1984) и выплавление кислых пород из амфиболизированного базитового слоя земной коры, мощность которой делает возможным этот процесс при наличии существующей термической аномалии. Однако вариации петрогенных и редких элементов больше согласуются с формированием вулканических серий при кристаллизационной дифференциации. Проблема происхождения кислых пород Исландии и роли корового материала в этом процессе в настоящее время не может считаться решенной.

Таким образом, магматизм Исландии отличается как от магматизма COX (обилие кислых и в меньшей степени средних пород, обогащение вулканитов литофильными элементами), так и от магматизма океанических островов (незначительное количество щелочных пород). Несмотря на большую мощность коры, в ней отсутствует сиалический слой, о чем говорят высокие сейсмические скорости. Важно определить, в какой степени магматизм Исландии связан с особенностями ее глубинного строения.

Миоценовые базальты, покрывающие Исландию, идентичны по составу траппам Британо-Арктической провинции и, по-видимому, сходны с ними по условиям формирования. Об этом же говорит то, что древние интрузивные породы и ксенолиты в неогеновых вулканитах на петрохимических диаграммах занимают поля, свойственные породам континентальных структур. Источник исландских магм в миоцене, таким образом, был аналогичен источнику траппового магматизма. Необычное для океанского магматизма количество кислых пород также свидетельствует, что условия подъема магм к поверхности были близки к таковым, которые создаются при континентальном вулканизме. Судя по незначительным объемам щелочных пород, уровень магмообразования был выше, чем на большинстве океанических островов. Все это позволяет предположить, что кора Исландии представляет блок континентальной коры Гренландско-Фарерского порога, деструктированной и пропитанной базитовыми магматическими продуктами. Срединно-Атлантический хребет со свойственным ему малоглубинным диапиризмом наложился на эту кору, подстилающую область траппового магматизма, что и обусловило особенности рифтогенного вулканизма Исландии. Плавление менее истощенной мантии привело к образованию соответственно менее истощенных базальтов. Они приобрели черты океанических лишь в четвертичное время в периферических частях Исландского рифта, примыкающих к океану, где раздвижение было максимальным. Пониженная проницаемость мощной коры под островом обусловила скопление крупных объемов магматических расплавов в промежуточных очагах, испытавших дифференциацию, что выразилось в обилии железистых базальтов, существенно отличающихся от первичных расплавов, и в образовании кислых дифференциатов в малоглубинных камерах.

2.4.7. Происхождение и эволюция вулканических пород океанических островов. На основании данных экспериментальной петрологии и термобарометрии рассчитаны составы расплавов, равновесных с приликвидусными парагенезисами вулканитов (Ol+Crm(Sp)) океанических островов. Составы первичных расплавов оказались очень магнезиальными. Для о-вов Гавайи и Реюньон в Индийском океане они близки к коматитам для толеитовых (18-21% MgO) и к пикритам для щелочных (17-20% MgO) серий при температурах магмогенерации, достигающих 1650-1490°С, и давлениях 27,5 и 35,5 кбар соответственно. Температура начала кристаллизации для оливина — 1450-1180°С в толеитовых и 1390-1170°С в субщелочных магмах, давления — 1,3 и 3,5 кбар (Никогосян, 1990). Близкие значения давления (30 кбар) и несколько более низкие температуры (1300°С) магмогенерации приводятся и для островов Атлантики (Гран-Канария, Гоф, Тристан-да-Кунья; Когарко, 1987), где составы первичных магм близки к пикробазальтам с MgO=16,5-17,5%. Вариации физикохимических условий связаны с различиями в содержании флюидных компонентов, с разным составом магмогенерирующих субстратов и со степенью плавления, что подтверждается вариациями элементов-примесей и изотопных отношений. Для толеитовых серий предполагается степень плавления 20-34% с гарцбургитовым реститом, а для щелочных и субщелочных — от первых процентов до 24% с реститом гранатового перидотита (Когарко, 1987). Однако обогащенность щелочных расплавов наиболее некогерентными элементами заставляет предполагать, что столь высокая степень плавления субстрата при генерации щелочных магм достигается редко.

На основании данных о разнообразии вещественного состава вулканитов, как существенно отличающихся от базальтов COX, так и близких к ним, предполагается, что в образовании магм океанических островов участвуют различные мантийные источники. Наибольший объем мантийного вещества поступает из глубинной примитивной недегазированной мантии, возможно не испытавшей предшествующего плавления, с которой в разных пропорциях может **смешиваться** менее глубинная истощенная мантия, Родоначальная для базальтов срединных хребтов. Изотопные исследования позволяют также предполагать, что в вулканических породах некоторых островов присутствует материал океанической или континентальной литосферы (Wilson, 1988). Иной состав источника, большие глубины начала плавления, более низкая его степень и более высокое содержание летучих компонентов определяют обогащение некогерентными литофильными элементами внутриплитных вулканических пород по сравнению с породами СОХ. Среди них значительную роль играют субщелочные и щелочные их представители. Преимущественно натриевый тип щелочности объясняется тем, что калиевые расплавы, которые нельзя получить в результате простого уменьшения степени плавления, образуются из аномальной, обогащенной литофильными элементами мантии (Когарко, **1987**).

Итак, согласно приведенным выше физико-химическим параметрам магмогенерации, а также на основании изменения составов выносимых различными вулканитами ксенолитов и родственных включений глубины, на которых происходит обособление первичных расплавов, равновесных с вмещающим субстратом, соответствуют для толеитовых магм глубинам устойчивости шпинелевых (около 70-80 км), а для щелочных — гранатовых (около 100 км) перидотитов. Наличие фанатов в источнике щелочных магм подтверждается дефицитом тяжелых редких земель в породах щелочных серий, для которых фанат выступает как концентратор. Высокие температуры начала кристаллизации первичных магм, которая возникает на относительно небольших глубинах (4-20 км), могут рассматриваться как следствие адиабатической декомпрессии при подъеме мантийных диапиров, порождающих "горячие точки". Величины глубин, с которых поднимаются мантийные диапиры, дискуссионны. Многие исследователи считают местом зарождения диапиров фаницу фазового перехода на глубине 670 км, отраженную в сейсмических параметрах (Houseman, 1983; Knittle, Jeanloz, Smith, 1986) и представляющую собой сопряжение конвективных ячей при двуслойной конвекции. Другие (Moberly, Campbell, 1984) опускают его до фаницы ядро/мантия. В последние годы большинство исследователей склоняются ко второй точке зрения.

Дальнейшая эволюция магм происходит в малоглубинных магматических камерах. Помимо геофизических данных, свидетельствующих о наличии таких камер на глубинах от 16-20 до 4-5 км (Watt et. al., 1985), имеется немало доказательств того, что эволюция магм именно в этих малоглубинных очагах определяет наличие протяженных серий океанических островов, преимущественно в результате кристаллизационной дифференциации. К ним относятся: генетическое родство пород в одной и той же магматической структуре, проявляющееся в линейной корреляции на диафаммах петрогенных и редких элементов; наличие "сквозных" минеральных фаз, а также многочисленные включения интрузивных аналогов вулканических пород, свидетельствующие о существовании под вулканическими постройками малоглубинных интрузивов, родственных вулканитам (Фролова, Митрейкина, Кононова, 1983).

Толеитовые серии океанических островов дифференцированы относительно слабо, хотя и сильнее, чем толеиты СОХ. На примере Гавайев показано, что главным фактором эволюции толеитовой магмы является малоглубинная дифференциация с фракционированием оливина (влк. Килауэа; Murata, Richter, 1966) или оливина, пироксена, плагиоклаза (влк. мауна-Лоа; Macdonald, 1968). Кристаллизационная дифференциация доказана и для ряда серий островов Южной Атлантики (Барсуков и др., (981). Вариации в составе отделяющихся фаз определяют главные тренды эволюции: железистый, наиболее распространенный, связанный с "восстановленностью" флюида (в интервале fo, от JW до QFM), и анортозитовый, свойственный чаше слабо подшелоченным сериям. Восстановительные условия в большинстве толеитовых серий определяют незначительное количество связанных с ними кислых пород (см. рис.2.20). Редкие исключения (о-ва Исландия, Пасхи) представлены рядами высокомагнезиальный базальт-ферробазальт-исландит-дацит-риолит, в которых накопление железа на ранних стадиях эволюции сменяется накоплением кремнезема на поздних, связанным с интенсивным окислением системы на стадии ферробазальтов. Анортозитовый тренд возникает при обогащении базальтовых расплавов глиноземом в случае повышенного общего давления или давления летучих.

Примитивные щелочные расплавы также эволюционируют по феннеровскому тренду с накоплением железа до стадии ферробазальтов. Дальнейшая эволюция может идти двумя путями: с прямой зависимостью между щелочами и кремнеземом и с перегибом сериальных кривых в сторону более низкого содержания щелочей на поздних этапах эволюции (о-ва Вознесения, Буве). В первом случае происходит закономерное накопление щелочей по мере дифференциации, что приводит к появлению недосыщенных трахитовых или фонолитовых составов (о-ва Тристан-да-Кунья, Святой Елены, Тринидад, Принсипе и др.; рис.2.23). Главным механизмом эволюции в этих сериях является кристаллизационная дифференциация. Во втором — перегибы обусловлены флюидно-магматическим взаимодействием, возникающим в низкотемпературных расплавах, достигающих стадии насыщения флюидами. По мере увеличения кислотности флюидов в процессе эволюции возникают явления выщелачивания в приповерхностных магматических камерах. Натрий выносится обычно более интенсивно в связи с его большим сродством к флюиду по сравнению с калием (Перчук, Фролова, 1980). Однако в зависимости от состава флюида возможны и обратные соотношения. Соответственно остаточный расплав обогащается в первом случае калием, во втором — натрием.

Возникновение окислительных условий по мере накопления флюи**дов**, приводящее к фракционированию магнетита, может оказаться доста**точным** для преодоления термального барьера между нефелин- и кварцнормативными составами при низких давлениях (Кадик, Луканин, Лапин, 1990). В этом **случае** в качестве крайних членов щелочных и субщелочных серий появляются кварцнормативные составы — кварцевые трахиты, пантеллериты и комендиты (о-ва Вознесения, Азорские в Атлантическом океане, Амстердам и Сен-Поль в Индийском).

Итак, главным фактором эволюции вулканических серий океанических островов является кристаллизационная дифференциация. На поздних стадиях эволюции к ней присоединяется флюидно-магматическая дифференциация, наиболее эффективная в щелочных магмах, более богатых летучими. Щелочные серии, как правило, более дифференцированы, чем серии нормальной щелочности. Возможно также смешение магм в случае подтока новых ее порций из глубины. Предполагается также десиликация и соответственно ощелочение расплавов вследствие взаимодействия с мантийным субстратом (Маракушев, 1988).



Рис. 2.23. Статистически обработанные аналитические данные по трендам дифференциации базальтовых магм океанических островов. Точками обозначены средние составы стекол океанов: А - Атлантического, Т - Тихого, И - Индийского; типы серий: **ТБ** - толеитовых базальтов, ЩБ - щелочных базальтов. Цифрами обозначены острова: 1 - Гавайи (толеитовая серия), 2 - Гавайи (шелочная серия), 3 - Вознесения, 4 - Буве, 5 - Азорские острова, 6 - Гоф, 7 - Святой Елены, 8 - **Тристан-да-Кунья**, 9 - Принсипи, 10 - Тенериф, **11** - Фернанду-ди-Норонья, 12 - Зеленого **Мыса**, 13 - Тринидад
Эволюция и пространственное распределение вулканических ассоциаций океанических островов, выраженные в смене разнотипных ассоциаций во времени и в пространстве, весьма разнообразны и отражают геологическую историю островов.

1. Смена во времени ассоциаций толеитовых базальтов субщелочными и щелочными. Эта закономерность хорошо прослеживается в пределах отдельных островов (Гавайи, **Галапагосы**, Самоа, Канарские, Родригес и др.), а также в пределах целых океанов. Так, в Тихом океане самые высокощелочные серии свойственны тем островам, которые начали развиваться еще в третичное время.

2. Зависимость типа магматических ассоциаций от особенностей геологической истории островов. Отклонения от наиболее распространенных типов серий обнаруживают те из них, которые развиты на коре аномального для океанической коры типа. Так, крайне щелочные ассоциации с карбонатитами развиты на о.Фернанду-ди-Норонья, который связан областью шельфа с Бразилией, где известны аналогичные магматические породы (Baker, 1973); серия о-вов Зеленого Мыса, содержащая нефелиниты, ийолиты, карбонатиты, тождественна магматическим комплексам Западной Африки и тяготеет к ней пространственно (Тектоника и магматизм..., 1990). Эти острова имеют юрское, а возможно, и более древнее основание. Острова, характеризующиеся аномально высокими для океана объемами кислых пород (Исландия, Кергелен и др.), имеют земную кору, сопоставимую по мощности с континентальной (Зверев, Косминская, 1977). О зараженности щелочно-базальтовой магмы некоторых из этих островов коровым материалом говорят как высокие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Hedge, Noble, 1971), так и необычно высокие содержания калия в породах по сравнению с общим натриевым характером океанических вулканитов.

3. Зависимость типа магматических ассоциаций от положения островов в том или ином регионе Мирового океана. Так, магматизм островов Атлантического океана в целом более шелочной, чем магматизм Тихого. Этот факт был отмечен еще в начале века и получил отражение в выделении Атлантической шелочной провинции. Широкое развитие менее глубинного и более объемного толеитового магматизма в Тихом океане, так как и большая плотность подводных одиночных вулканов в отдельных его частях, позволяет говорить о повышенной глубинной активности Тихоокеанского региона, способствовавшей выплавлению магм с меньших Уровней и в большем объеме.

2.5. Интрузивные породы океанов

Интрузивные породы океанов имеют преимущественно **базит-гипербазитовый** состав и известны в наиболее расчлененных структурах океанического дна с глубокими врезами в океаническую кору: срединных хребтах, трансформных разломах, океанических склонах глубоководных желобов, а также в других крупных тектонических нарушениях, рассекающих дно океана. На вулканических островах известны массивы интрузивных пород, вскрытые эрозией. Включения кристаллических пород также выносятся вулканическими породами. Вещественный состав интрузивных пород более разнообразен, чем состав вулканитов: наряду с появлением гипербазитов увеличивается количество средних и кислых пород.

В зависимости от геоструктурного положения выделяются две группы ассоциаций интрузивных пород: а) СОХ и разломов океанического дна, играющих доминирующую роль в строении океанической коры; б) океанических островов и подводных вулканических гор, связанных с более поздним внутриплитным вулканизмом.

В первой группе выделяются ассоциации, обнаруживающие постепенные переходы и переслаивание базитов и гипербазитов, изредка сопровождаемые средними и кислыми дифференциатами, которые могут быть названы непрерывными. Широко распространены также контрастные базит-гипербазитовые ассоциации. Последние часто связаны с тектоническими нарушениями, исказившими первичное залегание кристаллических пород, т.е. представляют собой фрагменты массивов. Однако нельзя исключить и первичный контрастный состав некоторых ассоциаций, сочетающих слабо дифференцированные ультрамафитовые и базитовые группы. Непрерывные ассоциации представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, плагиоклазовыми перидотитами, пироксенитами и плагиоклазовыми пироксенитами, троктолитами, оливиновыми габброанортозитами, габбро, феррогаббро и редкими средними и кислыми дифференциатами малых объемов — диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, аплитами, плагиогранитами и трондьемитами. Количественные соотношения пород различны, вплоть до полного исчезновения отдельных типов, однако базиты обычно преобладают. Магматическая природа этих ассоциаций несомненна (за исключением части гипербазитов), что доказывается типично магматическими структурами, зональностью минералов, наличием их сквозных генераций.

Состав пород в подавляющем большинстве обладает нормальной щелочностью, наличием полосчатых разностей с чередованием меланократовых и лейкократовых разновидностей, с характерным феннеровским типом дифференциации, что позволяет сравнивать эти ассоциации с расслоенными стратиформными интрузивами континентов. Они представляют застывшие на глубине промежуточные магматические камеры и встречаются преимущественно в условиях ненарушенного залегания в пределах СОХ и реже в крупных трансформных разломах и тектонических нарушениях иного происхождения, рассекающих океанические плиты, где сохранились их фрагменты (разломы Атлантис в Атлантическом океане, Арго в Индийском океане, Элтанин и **Нова-Кантон** в Тихом океане). Контрастные базит-гипербазитовые ассоциации, развитые премущественно в зонах тектонических нарушений, часто несут следы тектонического дробления, вплоть до образования тектонических брекчий и милонитов, меланжиро-

I

вания и протрузивных явлений. Породы сильно изменены, широко развиты серпентинизация в гипербазитах, **амфиболизация** и хлоритизация в габброидах. Реже встречаются тремолитизация и оталькование ультрабазитов. Резкое увеличение содержания воды при серпентизации (до 10-13%) приводит к увеличению объема и выдавливанию в верхние горизонты коры. Судя по изотопному составу кислорода, вода при серпентинизации имеет смешанное эндогенное и морское происхождение.

Изучение петрографии и микроструктур кристаллических порол океана показало значительные различия в составах пород, принадлежащих к одному виду, что позволило некоторые из них расчленить на генетические типы. Особенно хорошо изучены в этом плане гипербазиты, преимущественно перидотиты. Работами многих исследователей (Green, 1967; Колман, 1973; Савельева, 1987) были выделены два генетических типа гипербазитов: "тектонизированные" реститовые перидотиты и кумулативные перидотиты. Первые представляют собой блоки или фрагменты мантийных кристаллических пород, которые нельзя, по существу, назвать магматическими. Они встречаются не в интрузивном, а в тектоническом или протрузивном залегании. Следы твердофазовых реакций, а также структурные и текстурные особенности в них свидетельствуют, что верхние горизонты коры они поднимались в твердопластичном состоянии (Савельева, 1987). Для них характерна высокотемпературная перекристаллизация с образованием гранулированных участков, приводящая местами к полосчатости в распределении оливинов и пироксенов. Эти гипербазиты рассматриваются как реститы от выплавления базальтов, в разной степени истошенные базитовым материалом при плавлении.

Кумулативные перидотиты представляют результат дифференциации исходной высокомагнезиальной базитовой магмы (пикритовой или коматитовой) в относительно неглубоких магматических камерах (3-5 км от поверхности дна; Кашинцев, 1991). Помимо перидотитов к кумулативным ультрамафитам относятся дуниты, оливиниты, верлиты и пироксениты. Кумулативные ультрамафиты слагают нижние части разреза непрерывных ассоциаций. Для кумулатов характерны ритмичное переслаивание различных видов пород, наличие хромитовых прослоев и постепенная смена вверх по разрезу габброидными породами. По химическому составу они делятся на породы нормальной щелочности и субщелочные. Породы нормальной щелочности преобладают. Они ассоциируют с базальтами толеитовой серии. Субщелочные амфиболовые гипербазиты в ассоциации с субщелочными габброидами встречены в ряде трансформных разломов Атлантики (Сан-Паулу, Атлантис) и в разломах, рассекающих котловины (Западно-Австралийская в Индийском океане и др.). Они более молодые, чем породы нормальной щелочности (Кашинцев, Рудник, 1984) и, по всей вероятности, относятся к проявлениям внутриплитного магматизма.

Большинство пород подвергнуто вторичным изменениям, но менее интенсивно, **чем** "тектонизированные" перидотиты. Ультрабазиты серпентинизированы, особенно интенсивно в тектонически нарушенных разрезах, с преобладанием лизардит-хризолитового типа серпентинизации. Вмещающими породами интрузивов являются зеленые сланцы и амфиболиты, редко пироксеновые гранулиты, образовавшиеся за счет базальтов (Силантьев, 1984).

Интенсивные метаморфические изменения делают зачастую малоинформативным химический состав гипербазитов и повышают роль состава минеральных фаз в расчленении гипербазитов на генетические типы.

Оценка составов мантийных гипербазитов показывает. что мантийном субстрате повсеместно присутствуют два минерала оливин и ортопироксен (клинопироксен редок). Они сопровождаются шпинелилами в качестве второстепенного минерала. Наиболее информативными при расчленении гипербазитов на генетические типы являются содержания алюминия и хрома в шпинелидах (рис. 2.24), фаялитовой составляющей и содержания никеля в оливинах, суммарного железа. окиси титана и глинозема в пироксенах (Nicolas, Boudier, Bouchez, 1980; Савельева, 1987; Кашинцев. 1991: Паланджан. 1991; и др.). Кумулативные гипербазиты отличаются от гипербазитовых реститов тех же петрографических видов более высоким содержанием хрома и более низким глинозема в шпинелидах,



Рис.2.24. Средние составы шпинелидов ультраосновных пород океана (Кашинцев, 1991): І - трансформные разломы (1 - лерцолит, 2 - гарцбургит, 3 - дунит), ІІ - склоны срединного хребта (4 лерцолит, 5 - гарцбургит, 6 - верлит), ІІІ–ІV - включения в базальтах (7 - лерцолит, 8 - гарцбургит, 9 - дунит, 10 верлит, 11 - пироксенит); 12 - линия изменения состава шпинелидов

более железистым (Fa> 10%) и менее никелистым оливином, большим содержанием железа и титана и меньшим глинозема в пироксенах.

Установлены различия в составе реститовых гипербазитов в зависимости от структурной обстановки и условий магмогенерации. Эти различия определяются степенью деплетированности реститовых "тектонизированных" гипербазитов. Степень деплетированности выражается в соотношениях менее деплетированных (лерцолитовых) и более деплетированных (гарцбургитовых) разностей с соответствующим изменением состава минеральных фаз. Выделяются преимущественно лерцолитовые и гарцбургитовые ассоциации. Уменьшение деплетированности связано как с подъемом гипербазитов с более глубинных горизонтов мантии, так и с меньшим количеством эпизодов плавления или меньшей его степенью. Перидотиты трансформных разломов оказываются несколько менее деплетированными, чем перидотиты срединных хребтов.

Учитывая изохимичность процессов серпентинизации в целом, можно говорить о близком соответствии данных анализа первичным составам пород в случае, если серпентинизация достигает не более 70-80% (Лазько, 1987). Рассчитано (Henry et al., 1984), что средний состав перидотитов океана соответствует гарцбургиту (01 — 75%, En — 21%, Di — 3,5%, Sp — 0,5%), что отличается от ранних представлений об их лерцолитовом составе. Наиболее информативным петрохимическим параметром является коэффициент магнезиальности ("М"; табл.2.9), а также содержания глинозема, окиси кальция и щелочей. На основании изменения в гарцбургитах содержаний Al_2O_3 и коэффициента магнезиальности определено,что гарцбургиты молодых океанов — Атлантического и Индийского — содержат больше базальтовой составляющей и, следовательно, менее деплетированы по сравнению с гарцбургитами более древнего Тихого океана (рис. 2.25). Состав лерцолитов более пестр и вариации этих параметров в них менее информативны (Кашинцев, 1991;см. табл.2.9).

Высокая степень серпентинизации вызывает искажение первичных содержаний тех элементов-примесей в гипербазитах океанов, которые характеризуются высокой подвижностью (табл. 2.10). Содержания тяжелых РЗЭ в гипербазитах значительно ниже, чем в базальтах (рис. 2.26), и некоторые из них близки к хондритам. Спектры РЗЭ делятся на два типа: с дефицитом легких лантаноидов и с дефицитом тяжелых РЗЭ. В каждом отдельном случае спектры отражают минеральный состав ультрабазитов, соотношение в них породообразующих минералов, в частности пироксенов и гранатов, которые характеризуются существенными различиями в содержаниях отдельных элементов всего спектра редких земель. Обращает на себя внимание, что лерцолиты СОХ, так же как и развитые в этих геоструктурах базальты, обнаруживают дефицит легких РЗЭ, свидетельствующий об их генетическом родстве.

Изотопный состав ультрабазитов изучен слабее, чем в базальтах. Наибольшее количество данных имеется по изотопным отношениям ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которые показывают его широкий разброс. Так, для перидотитов COX это отношение варьирует от 0,7033 до 0,7227. Высокие отношения изотопов связывают с воздействием морской воды при серпентинизации, однако в **Ряде** случаев они значительно выше, чем в морской воде (0,7091). Предполагается мантийная контаминация стронцием, которая сочетается с контаминацией морской водой (Балашов, 1985).

Разграничение реститовых и кумулативных гипербазитов нередко представляет собой нелегкую задачу, иногда из-за вторичных изменений. Кумулативные гипербазиты также часто подвержены тектоническому воз-Действию, поэтому отличить их от "тектонизированных" реститовых ги-

Таблица 2.9

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	45,30	45,28	44,32	45,45	45,13	45,82	46,82	48,01	43,00
TiO ₂	0,14	0,09	0,15	0,14	0,13	0,02	0,26	0,23	0,60
Al_2O_3	3,58	1,57	3,23	3,65	2,75	1,31	2,35	5,01	6,60
Fe ₂ O ₃ +FeO	8,32	8,51	11,25	8,55	8,13	9,36	10,88	8,04	10,20'
MnO	0,16	0,15	0,16	0,14	0,18	0,17	0,12	0,15	_
MgO	38,35	42,67	37,93	38,40	40,39	41,19	41,52	31,57	24,90
CaO	3,05	0,78	1,91	2,63	2,24	1,25	0,23	4,74	8,20
Na_2O	0,31	0,20	0,32	0,31	0,25	0,18	0,30	0,55	0,87
K_2O	0,07	0,06	0,11	0,07	0,06	0,03	0,02	0,08	-
Cr_2O_3	0,46	0,45	0,41	0,45	0,47	0,40	0,59	0,59	-
NiO	0,26	0,24	0,21	0,21	0,27	0,27	-	0,20	-
n	68	49	16	49	46	9	-	-	-

Средний химический состав океанических ультрамафитов

П р и м е ч а н и е. 1- средний лерцолит океанов; 2 - средний гарцбургит океанов; 3 - средний железистый перидотит Атлантического **океана;** 4 - средний перидотит Атлантического океана 5 - средний перидотит Индийского **океана;** 6 - средний перидотит Тихого океана (анализы **1–6**, по Е.Е. Лазько, 1987); Атлантический океан: 7 - дунит. **рифтовая** долина САХ, 6°с.ш. (Бонати и др., 1973); 8 - оливиновый пироксенит, разлом **Романш** (Плошко, Богданов, 1972), Тихий **океан;** 9 - оливин-гранатовый пироксенит, включение в базальтах, Гавайские острова **(Leeman** et **al., 1980)**.

пербазитов становится практически невозможно. Следует отметить также, что наличие реститовых гипербазитов признается не всеми исследователями. Некоторые из них все **гипербазиты** рассматривают как производные магматических расплавов (Маракушев, 1988).

Габброиды океана достаточно разнообразны как по типам пород, так и по характеру щелочности. Выделяются три главнейшие магматические серии, в которых габброиды преобладают (Кашинцев, 1991). 1. Низкощелочная (толеитовая) серия, представленная троктолитами, **оливиновыми** габбро, габбро-норитами, анортозитами, с которыми связаны, с одной стороны, ультраосновные дифференциаты — дуниты, перидотиты, пироксениты, с другой — ничтожное количество средних и кислых пород кварцевые диориты, трондьемиты, аплиты, плагиограниты, встречающиеся преимущественно в виде маломощных жил и линз. Ассоциации, сложенные породами этой серии, характерны для СОХ. 2. Субщелочная серия, представленная оливиновыми, керсутитовыми и титаномагнетитовыми габбро, которые сопровождаются пироксенитами и амфиболовыми пироксенитами, перидотитами, а также аплитами, **граносиенитами** и щелочными гранитами. Эта серия вскрывается в крупных тектонических нарушениях в пределах океанических котловин и в трансформных разломах. 3. Щелочная серия, представленная нефелиновыми габбро, тешенитами, JCсекситами, щелочными перидотитами, монцонитами, сиенитами и щелочными гранитами, развитая на океанических островах и на погруженных подводных поднятиях. В пределах океанического ложа встречается редко (разлом Романш в Атлантическом океане; Bonatti, Honnorez, 1976).

Минеральный состав габброидов достаточно разнообразен. Наиболее широко распространены оливин, орто- и клинопироксен, плагиоклаз, в субшелочных габброидах появляется амфибол, а в щелочных также и фельдшпатоиды. Составы главных минералов весьма изменчивы в зависимости от состава пород. Все темноцветные минералы более железисты, чем в гипербазитах. Содержание железа закономерно уменьшается по мере уменьшения содержания магния и возрастания щелочей. Состав оливинов изменяется от Fa₁₅₋₂₅ до Fa₂₅₋₃₅, также как вортопироксенах (Fs₁₂₋₁₃ до Fs₂₂₋₃₂), и клинопироксенах (Fs₅₋₈ до Fs₁₀₋₁₉). Состав плагиоклаза варырует от битовнит-лабрадора до основного андезина. Акцессорные шпине-



Рис.2.25. Средние составы гарцбургитов различных структур океанов (Кашинцев, 1991): 1 -Тихий океан, 2 - Атлантический океан, 3 - Индийский океан; 4 - средний состав высокомагнезиального гарцбургита трех океанов, 5 - ареал их распространения. Залитые знаки - средние по каждому океану; знаки с точками в центре включения в базальтах

лиды также имеют различный состав: от феррохромита до титаномагнетита, реже появляется ильменит (Кашинцев, 1991). Кислые и средние породы **являются типичными** дифференциатами базитовых магм.

Химический состав габброидов многом BO схолен с составом базальтов, связанных с ними пространственно. Так, габброиды СОХ характеризуются предельно низкими содержаниями щелочей и высокими содержаниями кальция и магния. В габброидах трансформных разломов содержания шелочей, особенно калия, и фосфора несколько выше, соответствуя Т- и Е-типам

MORB. Габброиды островов, так же как и базальты этих структур, богаты титаном, кальцием и характеризуются несколько повышенными содержаниями щелочей (табл. 2.11).

Содержание РЗЭ в габброидах ниже, чем в базальтах, и наряду с более высоким содержанием Са и Мg позволяет предполагать, что габброиды в своем большинстве являются меланократовыми дифференциатами единой для тех и других первичной магмы. Близость отношений 87 Sr/ 86 Sr в габброидах и базальтах еще раз свидетельствует об их генетическом родстве. Кроме того, между ними существуют постепенные переходы через габбро-долериты и долериты, образующие дайки и силлы в океанической коре.

Так же как и гипербазиты, габброиды интенсивно изменены преимущественно в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях. Значительно реже встречаются основные гранулиты по базитам (Аравийско-Индийский хребет. Восточно-

бет, Восточно-Индийский хребет; разлом Элтанин в Тихом океане; Кашинцев и др., 1981).

Если взаимоотношения межлу габброидами и базальтами и сравнение их состава приводят к выводу об их генетическом единстве, то гипербазитов ДЛЯ это не очевилно. Однозначно о связи их с габброидами можно говорить в случае непрерывных acсоциаций для кумулативных типов гипербазитов. Ta-

Элементы	1	2	3	4	5
Li	4	6,1	-	5,5	3,7
Rb	2,1	2,1	1,8	1,1	0,8
Sr	14	5	109	21,1	30
Ba	20	29	59	13	24
Ni	2180	1844	1340	2220	1350
Co	104	96	80	92	130
Cr	2706	4800	1480	3960	1500
V	44	110	180	77	13
SC	—	14	26	14	-
Cu	4	45	250	30	93
Zn	37	—	50	49	74
Zr	22	7	33	13,8	20
n	-	6	-	9	-

Средний состав микроэлементов

Примечание. 1 - **гарцбургит**, разлом 43° с.ш. ний гарцбургит (Кашинцев, 1991); 3 - гранатовый 4 - средний лерцолит (Кашинцев, **1991)**; 5 - оливи-1984); 6 - гранатовый пироксенит (Frey, 1980); 7рифт (Кашинцев, Рудник, **1984)**; 8 - оливиновое **габ**габбро, там же; 10 - эгириновый гранит, о. Вознесе-

кую связь можно предположить и в контрастных ассоциациях, где важные особенности состава габброидов, например характер их щелочности, прослеживаются и в связанных с ними "тектонизированных" гипербазитах. Эта связь, как указывалась выше, трактуется по-разному. Наиболее распространены представления о парциальном плавлении магнезиальной базитовой (базальтовой, пикритовой или коматитовой) магмы из лерцолитов мантии, с последующей ее дифференциацией и образованием базальтов и расслоенного габброидного комплекса, с одной стороны, и ультрабазитовых реститов от выплавления ("тектонизированных" гипербазитов) с другой. **А.А.Маракушевым** (1988) развивается альтернативное представление о том, что происходит полное или близкое к полному плавление мантийных перидотитов с дальнейшим расщеплением расплава под воздействием существенно восстановленной флюидной фазы. При этом кислотные (водородные) компоненты флюида смещают расплавы в меланократовую область, а щелочные (водные) — в сторону эвтектики, обогащенной плагиоклазом (т.е. базитовой). Таким образом возникают ультрабазитовый и

Таблица 2.10

интрузивных пород океана

6	7	8	9	10
-	17	2,3	27	35
0,4	0,4	3,6	4,6	100
203	126	76	72	_
5	24	20	19	30
210	350	220	180	5
75	36	59	51	—
370	970	743	720	2
320	11	150	170	_
23	_	—	_	_
74	57	113	82	-
48	-	-	-	-
57	20	3	32	1000
-	2	-	-	-

САХ (Shibata, Thompson, 1986); 2 - средлерцолит, Гавайские острова (Frey, 1980); нит, впадина Хесса (Кашинцев, Рудник, троктолит, впадина Хесса, Галапагосский бро, впадина Хесса (Кашинцев, 1991); 9ния (Roedder, Coombs, 1967).

габбровый расплавы. При низотношении Н₂/H₂O ком BO флюиде в водный расплав переходит большинство литофильных элементов, и ультраосновной состав будет соответствовать истошенному перидотиту. При высоком H₂/H₂O преобладающие ультрабазиты будут удерживать литофильные компоненты, которыми обеднены базальты. Так же как и в первой концепции, базитовые и гипербазитовые составы оказываются комплементарными. Эти две концепции отражают принципиально разные подходы к проблеме. Окончательное решение вопроса принадлежит будущему.

Родственность габброидов и гипербазитов автоматически свидетельствует о родственности базальтов и гипер-

базитов. Таким образом, ассоциация океанических базальтов, габброидов и гипербазитов, связанных между собой пространственнр, по всем данным **Генетически** тождественна выделенной ранее в подвижных поясах континентов офиолитовой ассоциации. Г. Штейнманн (1906) впервые обратил внимание на родственные отношения слагающих ее магматических пород. **К** 70-м годам оформилось представление об офиолитовой ассоциации океанической коры, сформировавшейся в СОХ и впоследствии мигрировавшей к окраинам континентов, где она субдуцировала или обдуцировала (наползала) на континент. Появление офиолитов однозначно рассматривалось как реликт океанов. Однако, как выяснилось позднее (Miashyro, **1975)**, значительная часть офиолитов сформирована в зонах перехода от континента к океану, которые представляют собой современные подвижные пояса Земли и не являются аллохтонными.

Полный разрез офиолитовых ассоциаций представлен: 1) ультрабазитовым комплексом, состоящим из гарцбургитов, лерцолитов, реже дунитов в разных количественных отношениях, обычно серпентинизированных и обладающих текстурами тектрнитов ("тектонизированные" реститовые гипербазиты); 2) дифференцированным расслоенным габброидным комплексом с ультрамафитовыми (перидотитовыми и пироксенитовыми) кумулатами магматического происхождения; 3) комплексом параллельных даек базитового состава; 4) вулканическим комплексом, сложенным подушечными базальтами; 5) комплексом осадков, включающих кремнистые породы с прослоями глинистых сланцев и известняков (Кол-1979). В океанических структурах часто устанавливаются лишь ман, фрагменты офиолитовых ассоциаций, строение которых трактуется по аналогии с наземными офиолитами. Геологические аспекты офиолитовой проблемы, в частности, последовательность внедрения, форма и внутреннее строение, на примере океанических офиолитов решить невозможно.

Рассмотрение пород офиолитовых ассоциаций как производных единой магмы позволяет рассчитать исходный состав последней. Расчеты показывают, что она ближе всего соответствует пикриту с содержанием MgO, равным 15-17% (Irvine, 1979; Рябчиков, 1987). Такие содержания MgO в исходных магмах обеспечивают наблюдаемые соотношения базитовых и гипербазитовых членов в расслоенных интрузивных камерах офиолитовых ассоциаций.

Вторая группа **интрузивных** пород океана относится к ассоциациям океанических островов, обнаруживающим тесное родство с пространственно связанными с ними вулканическими породами. Эти интрузивные породы, весьма разнообразные по составу, обнажаются на древних эродированных островах и выносятся в виде обломков вулканитами. По классификации Ю.А. Кузнецова (1989), они представляют типичные малоглубиные эффузивно-интрузивные ассоциации застывших приповерхностных камер. Как правило, они значительно более дифференцированы, чем вулканиты. Так, с толеитовой серией о. Рабида (Галапагосские острова), образующей ряд **толеитовые** базальты — ферробазальты — исландиты, связаны обломки родственных интрузивных пород: оливинового габбро, феррогаббро, гортонолитового диорита и кварцсодержащего сиенита (Фролова и др., 1983).

С толеитовыми сериями ассоциируют редкие на океанических островах граниты, которые встречаются преимущественно в виде ксенолитов (о. Вознесения) и значительно реже в виде небольших интрузивных тел даек или небольших штоков. Граниты **о.Вознесения** содержат щелочные пироксены и амфиболы, являясь интрузивными аналогами **комендитов** и пантеллеритов. На о. Кергелен толеитовую серию основания прорывают малоглубинные интрузивы, представляющие дифференцированную серию от габбро до сиенитов, с промежуточными породами — эссекситами и монцонитами, а с вышележащей серией щелочных и кислых вулканических пород связаны штоки нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и -раносиенитов.

Примером щелочного интрузивного магматизма являются тералиты, эссекситы, нефелиновые сиениты и монцониты о. Таити, эквивалентные



Рис. 2.26. Вариации содержаний РЗЭ в различных породах и минералах срединно-океанических хребтов и океанических островов (Кашинцев, 1991): І - тренды в базальтах: А - толеит срединно-океанических хребтов, Б - толеит гавайского типа, В - щелочной базальт, Г - нефелинит; 2 - тренды в перидотитах: І - лерцолит срединно-океанических хребтов, II - лерцолит из включений в нефелинитах Гавайских островов (Frey et al., 1980), III - амфиболитовый лерцолит о. Сан-Паулу (Roden et al., 1984), IY - гранатовый пироксенит из включений в щелочных базальтах Гавайских островов (Reid, Frey, 1971), Y - клинопироксенит, там же; З - тренды в минералах

различным типам щелочных таитянских лав. Они дополняются нодулями щелочных перидотитов, выносимых эффузивами. Интрузивные породы островов помимо высокой степени дифференцированности, связанной с повышенным содержанием летучих компонентов, обычно более богаты щелочами по сравнению с вулканическими аналогами.

2.6. О роли магматических пород в формировании океанической коры

Как показано выше, магматические породы океанов формируются в двух различных геодинамических обстановках, связанных с разгрузкой глубинного тепла, а именно в линейных зонах спрединга (магматизм COX) и в горячих точках или горячих полях, фиксирующихся внутриплитным магматизмом. Эти обстановки соответствуют наиболее активным областям недр Земли, откуда, вероятно от границы ядра и мантии, поднимались струи разогретого глубинного вещества (плюмы), частичное плавление которого с образованием диапиров становилось возможным на глубинах около 300 км (Anderson, 1987) в результате декомпрессии и появления воды, способствующей магмообразованию. Последняя образуется на этих глубинах за счет эндогенных восстановленных флюидов в результате ре-

акнии диспропорциониро- $CO + H_2 = H_2O +$ вания типа $CH_4+2CO=3C+$ +C.или +2H₂O, которые смещаются вправо при понижении температуры (Маракушев, 1995). В более проницаемых зонах срединных хребтов отделение расплавов от быстро поднимаюлиапиров шихся происходит на меньших глубинах; в менее проницаемых океанических плитах (в пределах горячих точек и полей) этот процесс совершается значительно глубже, что и объясняет различия в составах свойственных им расплавов.

Противоположными магмопродуцирующими структурами океанов являются глубоководные котловины,

Средний химический состав

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO_2	45,61	50,85	49,39	51,75	47,15
TiO ₂	0,08	0,09	1,41	0,56	0,37
Al_2O_3	18,94	12,32	12,96	15,13	15,15
Fe ₂ O ₃ + +FeO	3,76	5,16	9,38	6,58	9,24
MnO	0,08	0,12	0,17	0,10	0,23
MgO	14,55	18,05	9,43	9,56	10,05
CaO	6,28	12,32	12,41	13,06	12,58
Na_2O	3,14	0,50	2,76	2,78	2,20
K_2O	0,18	0,01	0,05	0,19	0,07
P_2O_5	0,06	0,02	0,05	0,19	0,05
H_2O	7,07	-	1,50	0,80	2,40

Примечание. **І** – троктолит, разлом Романі рит, САХ, скв.334 (Gunn, Roobal, **1977**); 3 - оли (Плошко, Богданов, **1972**); 4 - габбро-норит, • разлом Элтанин (Кашинцев, Рудник, 1984); 6 · ский рифт (Кашинцев и др., 1982); 7 – диориткие острова (Фролова, Митрейкина, 1980); в базальте, Галапагосские острова (McBirney САХ(Aumento, 1969); 10 - щелочной гранит, в настоящее время амагматичные. Они являются структурами интенсивного погружения (Белоусов, 1989; Хворова, 1994). Контуры некоторых котловин (например, Норвежской в Северной Атлантике) пересекают границы океанической и континентальной коры, что свидетельствует об наложенности на ранее сформированный коровый субстрат (Пущаровский, 1994), мантия под ними уплотнена (например, Ангольская котловина Атлантике), а тепловой поток низкий или нормальный. Океанические котловины отвечают холодным полям океана. Различие в температурах океанической мантии неизбежно определяет наличие конвекции, при этом проекциями восходящих струй конвективных ячей являются области магмообразования СОХ и "горячих точек", а нисходящих — амагматичные океанические котловины.

Горячие и холодные области океанической литосферы, за исключением COX, не обнаруживают четкой связи с границами литосферных плит, и поэтому глобальная мантийная конвекция как движущая сила, действующая на эти плиты, становится проблематичной. Об отсутствии глобальной конвекции, при которой вещество мантии должно было бы быть однородным, свидетельствуют и различия в составе базальтов в разных

Таблица 2.11

6	7	8	9	10
47,95	52,00	62,12	72,47	71,60
0,28	1,59	0,80	0,33	0,10
16,20	15,57	18,16	14,17	15,20
5,03	12,78	5,30	2,86	3,19
0,11	0,23	0,08	0,08	0,10
11,86	2,78	0,82	1,39	0,40
1,25	0,23	4,74	8,20	-
1,32	5,20	6,45	5,55	5,20
0,04	0,88	1,49	0,24	3,90
0,05	0,81	0,17	0,06	—
1,70	1,59	0,74	0,90	-

интрузивных пород океана

(Плошко, Богданов, 1972); 2-эвквиновое габбро, разлом Романш же: Тихий океан (5-8): 5 - габбро, габбро, впадина Хесса, Галапагосвключение в базальте, Галапагосскварцевые сиениты, включение Williams, 1969); 9 - плагиогранит, Кергелен (Nongier, 1970). частях океана, что отражает неоднородность мантийного источника (Пущаровский, Мазарович, 1987). Судя по тому, что следов конвективных ячей Земли поверхности на достаточно много, скорее всего надо говорить о многоячеистой конвекции. Таким образом, напрашивается вывод, что горизонтальные движения в океанической литосфере подчинены вертикальным, переносящим глубинное вещество к поверхности и перемещающим вещество литосферы в глубь Земли.

В настоящее время становится ясным, что первоначальные представления о жесткости и тектонической инертности океанической коры, сформированной в современной системе хребтов с последующим перемещением к зонам субдукции и ее погружением в них, являются слишком упрощенными. История формирования океанической коры значительно более сложна, так же как история ее магматизма. В океанах обнаружены следы предшествующего спредингу рифтогенеза, выраженные в наличии фрагментов континентальной и древней океанической коры, многочисленные отмершие системы зон спрединга, внесшие свой вклад в формирование отдельных участков последней, древние блоки в зонах современных хребтов (Non-spreading blocks) (Силантьев, Дмитриев, Закариадзе, 1990). В пределах океанических плит известны обшир. ные подводные континентальные и океанические поднятия. Первые представляют втянутые в океанообразование фрагменты материков (Фолклендское плато, плато Блейк; Пущаровский, 1994), вторые (поднятие Зеленого Мыса и др.) связаны с локальными вулканотектоническими процессами в пределах океанов. Современное океаническое дно состоит из многочисленных участков, образованных при активности разновозрастных зон спрединга, что обусловливает вариации состава магматических пород связанных с ними.

Структурное районирование гигантской океанической впадины Тихого океана (Магматические формации..., **1986)** показало наличие в ней по крайней мере трех возрастных генераций спрединговых структур, древнейшие из которых имеют меловой возраст (Феникс, Купера, Северо-Хесская). Им свойственна наиболее мощная (10-12 км) кора за счет высокоскоростной нижней части третьего слоя. Вулканические породы древних спрединговых зон представлены недифференцированными магнезиальными базальтами, близкими к коматитовым, местами слегка подщелоченными. Большинство этих зон приурочено к западной, сложно построенной части Тихого океана. Самые молодые, плиоцен-плейстоценовые зоны спрединга (Восточно- и Южно-Тихоокеанское поднятия, Гавайский рифт) характеризуются малой мощностью земной коры, особенно ее третьего слоя. Именно в них формирующиеся базальты относятся к типу **МО**СВ, характерному для срединных хребтов.

Пестрая картина в расположении спрединговых зон свойственна и Атлантическому океану (Пущаровский, 1994). Центральная рифтовая система в нем разбита на несколько сегментов различного строения, спрединг в которых начался в разное время — от 170 до 20 млн лет назад. Формирование современного единого Срединно-Атлантического хребта является результатом смыкания его отдельных отрезков, ранее существовавших самостоятельно. Сложность тектонической истории океана видна в разнообразии его магматизма, отражающего, как это следует из состава пород и данных по изотопии, геохимические неоднородности в нижележащей мантии. В составе базальтов, особенно в нижних горизонтах вулканической толщи, определяется также наличие континентального материала (влияние материковых реликтов), приводящее к некоторому повышению щелочности (смена типа N-MORB на E-MORB) и содержаний литофильных элементов. По данным Л.В. Дмитриева и др. (1990), в Атлантике, как и в Тихом океане, более ранний магматизм спрединговых зон представлен пикритовыми расплавами (ТОР-1), позднее сменившимися базальтовыми (ТОР-2).

Своеобразен магматизм океанических плит, для которых характерна наименее мошная кора (4-7 км) с относительно однородным третьим слоем с пониженными сейсмическими скоростями (6,7-6,9 км/с; Магматические формации..., 1986). Мезозойские магматические формации плит Тихого океана по химическому составу близки к базальтам трапповых формаций платформ. Судя по имеющимся данным, а формации плит плохо изучены, так как обычно покрыты осадками, среди базальтов плит часто встречаются подщелоченные разности, вплоть до типичных субщелочных оливиновых базальтов. В них отсутствуют обычные для подводных вулканитов структуры быстрого застывания, столь характерные для базальтов рифтовых зон, и имеются признаки мелководных, а возможно, и наземных излияний. Аналогичные базальты описаны в Индийском океане, в районе хребта 90° (Рудник, Кашинцев, 1984). Обращает на себя внимание широкое распространение континентальной коры под современными водными бассейнами — океанами и морями, площадь которой достигает 58% против 42% океанической коры. При этом значительная часть континентальной коры концентрируется в наиболее молодых участках океана, в виде сплошных массивов (Северный Ледовитый океан) или их отдельных фрагментов (Северная Атлантика). Прослежена история этих материковых массивов, испытавших постепенное погружение в мезозое и кайнозое, которое сопровождалось преобразованием и общим утонением континентальной коры. В уже упоминавшемся плато Блейк (Атлантика) мощность коры по данным геофизических исследований уменьшилась в два раза по сравнению с палеозоидами Уачита, фрагментами которых оно является (Пушаровский, 1994), и этот пример не единственный. Сказанное позволяет предположить, что в формировании океанической коры помимо спрединга участвовал и другой процесс — преобразования деструктированной континентальной коры в океаническую (Перчук, 1987; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989; Артюшков, 1994; и др.).

Сформированная океаническая кора не остается инертной. Выявлена ее тектоническая мобильность, интенсивная деформированность, а также существование в ней надвиговых структур, отражающих этапы сжатия (Пущаровский, 1994). Все сказанное свидетельствует о вариациях ее проницаемости, а следовательно, о типе и степени дифференциации магматических формаций, так же как об интенсивности метаморфических процессов после своего образования.

Сложно построенная, разнообразная по составу магматических пород океаническая кора после своего формирования местами подвергается интенсивному внутриплитному магматизму (подводные горы, океанические острова, плато, хребты, поднятия). В отдельных участках дна Тихого океана, где подводных гор особенно много, внутриплитными магматическими **Породами** сложено от 5 до 25% объема океанической коры. Еще больше наложенных на первичную океаническую кору внутриплитных магматических пород поставляют океанические острова над "горячими точками" или над их скоплениями — "горячими полями". Одним из наиболее впечатляющих примеров является Исландия, где за голоцен было выброшено около 400 км³, а за историческое время 40 км³ (Thorarinson, 1967), т.е. одна треть объема всех лав, извергнутых за это время на земную поверхность. Магматизм океанических островов образует протяженные временные формационные ряды, сложенные более глубинными по сравнению с первым, спрединговым, этапом образованиями океанической коры производными примитивной или обогащенной мантии. Эти ряды начинаются толеитовыми базальтами, в дальнейшем закономерно увеличивается щелочность, преимущественно в пределах все той же базитовой группы. В поздние этапы магматизма появляются небольшие количества кислых, реже средних пород — типичных дифференциатов базальтовой магмы. Таким образом, помимо утолщения коры в этих локальных структурах происходит некоторое расслоение ее по составу.

Итак, подавляющая часть океанической коры сложена магматическими породами. В третьем слое — это базит-ультрабазитовые интрузивы, залегающие в древних эффузивах, метаморфизованных в зеленосланцевой или амфиболитовой фации, во втором слое — преимущественно рифтогенные вулканические образования в сложном сочетании с внутриплитными магматитами.

2.7. Выводы

I. Гипербазит-базитовый магматизм океанов представляет собой модель автономного развития мантийного магматизма, так как взаимодействие магм с холодной и маломощной океанической корой невозможно. Отсутствие в океане значительных объемов средних и кислых пород является геологическим доказательством существенно корового происхождения последних.

2. Проявления магматизма в океанах связаны с зонами максимальной проницаемости земной коры (СОХ, тектонические нарушения, "горячие точки"), где происходит разгрузка глубинного тепла. Наибольшие объемы магматических пород формируются в геодинамической обстановке интенсивного растяжения, что обусловливает слабую дифференциацию продуктов вулканизма, возрастающую в интрузивных телах.

3. Исследование состава магматических пород океана и экспериментальные данные показали, что магмообразование в океанах приурочено к следующим уровням: от 20-30 до 65-80 км (выплавление толеитовых базальтов или пикритов COX) и от 90 до 120 км (толеитовые и щелочные серии внутриплитного магматизма), при возможном зарождении магмопродуцирующих диапиров на больших глубинах. Магмообразование пол COX располагается преимущественно в истощенной литофильными элементами мантии, при **внутриплитном** магматизме — в пределах мантии первичной или обогащенной этими элементами. Возможно смешение магм различных источников, наиболее широко проявленное при **внутри**плитном магматизме. Не исключена возможность вовлечения в магмообразование материала земной коры, попавшей в мантию при процессах рециклинга или при взаимодействии расплавов с материалом реликтовых блоков континентальной коры в океане.

4. Различия в составе источников, предполагаемые на основании разного состава их производных, свидетельствуют о гетерогенности мантии и не согласуются с гипотезой общемантийной конвекции, а различия в степени термической возбужденности мантии, определяемые вариациями ее теплового поля, отражены в разной интенсивности внутриплитного магматизма в пределах отдельных частей Мирового океана.

5. Области океанского магмообразования характеризуются низкими содержаниями водно-углекислого флюида и низкими значениями f_0 , которые лежат в пределах буферных равновесий JW-WM в малоглубинных выплавках COX и QFM — в выплавках внутриплитного происхождения.

6. Ведущим процессом эволюции магматических серий океанов является кристаллизационная дифференциация по феннеровскому типу, дополняемая смешением магм и флюидно-магматической дифференциацией в длительно живущих и глубоко дифференцированных камерах преимущественно под океаническими островами. Кислые **дифференциаты** образуются при интенсивном окислении магматических систем.

7. Генетическое родство между базит-гипербазитовыми и базальтовыми комплексами океанов позволяет выделить офиолитовые ассоциации, слагающие значительную часть океанической коры. Однако наличие обильных продуктов внутриплитного магматизма, играющих большую роль в ее строении, не позволяет говорить о тождественности океанических офиолитов и океанической земной коры.

ГЛАВА 3. МАГМАТИЧЕСКИЕ **ФОРМАЦИИ АКТИВНЫХ** ОКРАИН ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО **(ОСТРОВОДУЖНОГО) ТИПА**

3.1. Общая характеристика окраин континентов

Из двух выделяемых типов континентальных окраин, пассивных и активных, с первым связаны лишь незначительные проявления магматизма, то время как второму свойствен интенсивный и разнообразный по составу магматизм.

Пассивные окраины (ПО), обрамляющие Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны (рис.3.1), характеризуются несогласным налеганием края океана на домезозойские структуры континента. К моме-

нту формирования ПО края континентов практически повсеместно характеризовались платформенным режимом. В истории ПО выделяют три этапа: поднятия и эрозионного выравнивания, лагунный и открытого моря, последовательно приводящие к погружению, которому предшествуют дробление земной коры и образование грабенов, а сопровождают его листрические сбросы (Белоусов, **1989).** Вследствие блокового строения континентального склона, представляющего чередование грабенов и горстов, последние выступают как краевые плато, расположенные на разной глубине, которые ранее являлись частью шельфа. От океана края континентов отделены разломами, часто рифтогенными, к которым приурочены периокеанические прогибы с накоплением мощных призм осадочного материала (до **10–13** км). В ряде окраин периокеанические рифты фиксируются базальтами, нередко повышенной щелочности, и основными и ультраосновными интрузивами, сопровождаясь полями даек. Подобные магматические проявления, относящиеся к офиолитовым ассоциациям, из-



Рис 3.1. Схематический разрез Атлантического побережья Северной Америки в районе Большой Ньюфаундлендской банки (по Р. Шеридану): 1 - мантия, 2 океаническая кора, 3 - океанический фундамент, 4 докаменноугольные магматические и метаморфические породы, 5 - пенсильванские и триасовые осадочные породы, 6 - юрские (?) соленосные отложения, 7 - юрские карбонатные и терригенные осадки, 8 меловые и палеогеновые осадки, 9 - современные отложения континентального склона, 10 - разломы, 11скорости прохождения продольных волн, км/с

вестны вдоль запавосточного дного И побережий Гренландии, к юго-востоку ОТ Австралии, вдоль воспобережья точного США и на востоке Атлантики влоль Иберийской окраины (Hutchinson, 1992).

Периокеанические рифтогенные прогисопровожлаемые бы. внедрением офиолитов, представляют собой начальные сталии разделения континентальных и океанических блоков, на границах которых происходит деструкция континентальной коры. Это можно проследить в малом океаническом бассейне Красного моря и в Афарской впадине. B краевых частях пр0-

сходит внедрение даек базитового состава, континентальная кора уплотняется и раздробленный гранитно-метаморфический слой насыщается сновными и ультраосновными породами (Разваляев, Поникаров, 1970; Bonatti, Seyler, 1987), впоследствии поднятыми на более высокий уровень. Примером является третичный офиолитовый магматический комплекс Тихама Асир, развитый вдоль восточного побережья Красного моря (Колман, 1984). Он состоит из пояса даек диабазов и подчиненных риолигов (гранофиров) домиоценового возраста и протягивается параллельно простиранию Красного моря. Более молодыми являются миоценовые толеит-базальтовые и агпаитовые кислые гранофиры и риолиты, которые перекрыты голоценовыми шелочными оливиновыми базальтами. В пределах лайкового пояса расположены воронкообразные слоистые тела габброидов с пегматитами, весьма сходных с интрузивом Скергаард в восточной Гренландии. Миоценовые кислые породы, слагающие до 30% комплекса, по данным Р. Колмана, являются результатом выплавки из докембрийской континентальной коры при внедрении мантийной магмы. Приведенный пример свидетельствует о возможности появления в ПО не только однородных базитовых, но и контрастных серий.

Активные окраины (AO) представляют собой современные подвижные пояса Земли. Их главной особенностью является наличие сейсмофокальной зоны **Вадати-Заварицкого-Беньофа** (СФЗ) с гипоцентрами землетрясений, достигающими глубин 700 км, соответствующих разделу верхней и средней мантии. СФЗ ограничивает активные окраины от океана и под разными углами наклонена в сторону островных дуг или континента. Таким образом, магматические процессы, имеющие место в AO, приурочены к участку литосферы, ограниченному СФЗ. Его мантийная часть носит название мантийного клина. Современные AO, являющиеся переходными зонами от континентов к океану, представляют собой планетарные структуры, несогласно наложенные на более древние комплексы мезозойских и кайнозойских подвижных поясов. Значительно реже их основанием являются фрагменты платформенных структур.

Несмотря на разнообразие, АО обладают общими чертами. Для них характерны: латеральный ряд тектонических структур, включающий от Фронтальной (океанической) стороны к тыловой глубоководный желоб или передовой прогиб, связанный с выходом на поверхность СФЗ; борперленд (преддужье) на его континентальном (островодужном) склоне; улканический пояс (или пояса), приуроченный к островной дуге (ОД) или континентальной окраине; окраинное море (ОМ) или тыловую депрессию; неоднородное блоковое строение, обусловленное гетерогенностью фундаснта; разнообразие магматических пород с обилием средних и кислых улканитов; преобладание пород нормальной щелочности с возрастанием лочных образований к тыловым частям вулканических поясов и во врени в процессе эволюции; локальное развитие кислого вулканизма. В АО происходят разнонаправленные процессы преобразования земной коры: конструктивные, с наращиванием континентальной коры, и де, структивные, с ее заменой на океаническую. Оба эти процесса сопровождаются магматизмом, индикаторная роль которого в расшифровке истории АО очень велика. В гипотезе литосферных плит активным окраинам отводится роль конвергентных границ, где в результате субдукции поглощается океаническая литосфера. Выделяются два типа активных окраин: Западно-Тихоокеанская (островодужная) и Восточно-Тихоокеанская (континентальная), кольцом окружающие Тихий океан. Исключение составляют Мало- и Южно-Антильские регионы в Атлантическом океане, но и они многими исследователями рассматриваются как краевые части Тихоокеанского бассейна. Активные окраины подстилаются континентальной салической, континентальной мафической и океанической типами коры.

Западно-Тихоокеанская АО характеризуется гетерогенностью коры. Здесь присутствуют все три выделенных типа, причем наибольшие пространства океанической коры приурочены к области, выдвинутой в сторон океана, где ею сложены и островные дуги и окраинные моря. По направлению к тыловой части АО увеличивается роль континентальной коры, слагающей преимущественно островные дуги, в то время как области океанической коры приурочены к окраинным морям. Однако картина не столь проста. Чередование блоков континентальной и океанической коры часто носит мозаичный характер, широко распространена в разной степени переработанная деструктированная континентальная кора наряду с вновь образуемой субконтинентальной и океанической. Мафическая континентальная кора, сопоставимая по мошности с континентальной, в то же время отличается отсутствием слоев с типичными "гранитными" скоростями и сложена преимущественно интенсивно метаморфизованными в зеленослание вой и глаукофансланцевой фациях базит-гипербазитовыми комплексами эвгеосинклинального типа (Шульдинер, 1982).

Кайнозойская Западно-Тихоокеанская АО представляет собой подвижный пояс геосинклинального типа, который формируется в сложной пест динамической обстановке с одновременно протекающими явлениям* растяжения с образованием океанической коры и надвиганием земно! коры на океанический блок. Процесс растяжения в кайнозое преобладае! что привело к формированию обширных пространств новообразованно' океанической коры и позволяет рассматривать Западно-Тихоокеанску окраину как грандиозный рифтовый пояс (Милановский, Никишин, 1988)

В Восточно-Тихоокеанской АО выделяются Южно-Американски (Андский) и Северо-Американский (Калифорнийский или Колумбийский типы. Они приурочены к краю континента. Им свойственны мощная ков тинентальная кора с гранитно-метаморфическим слоем и отсутствие ОМ

3.2. Геология и глубинное строение островных дуг

Современные *островные дуги* (ОД) представлены вулканическими поясами, расположенными над СФЗ и развитыми на фундаменте более древних подвижных поясов. Они являются одними из главнейших структур Земли, к которым приурочен современный средний и кислый магматизм. Поскольку эти пояса связаны с различными типами земной коры, их сравнительное изучение дает возможность определить роль коры в формировании больших объемов андезитов и кислых пород.

ОД приурочены к глубоким разломам, секущим более древние образования и сочленяющим структуры разного возраста с различной по мощности и строению земной корой. На ранней стадии развития на этих разломах закладываются прогибы, которые впоследствии испытывают перекомпенсацию и поднятие, превращаясь в вулканические пояса островных дуг.

ОД характеризуются аномальным строением недр. Оно выражается: в отсутствии резкой границы между корой и мантией, где развита коровомантийная смесь, т.е. чередование высоко- и низкоскоростных слоев, наиболее четко выраженная под вулканическими центрами и представляющая область переработки недр под островными дугами; в увеличении мощности и поднятии астеносферного слоя по сравнению с океаном, что устанавливается по плотностным неоднородностям; в нарушениях изостазии, выраженных в сокращенной мощности земной коры по сравнению с требуемой для изостатической компенсации; в разуплотнении мантии на значительные глубины (до 400 км), что определяет режим поднятия, сохраняющийся до затухания магматической активности; в повышенном тепловом потоке, который прямо коррелируется с зонами магматической и тектонической активности.

ОД разделяются на энсиалические, образованные на мощной (до 40 км) коре континентального типа, испытавшей длительное полициклическое развитие, и энсиматические, которые подстилаются корой океанического типа (дуги первого и второго рода, по В.В.Белоусову). Последних немного. К ним относятся, в частности, дуги Марианская, Тонга-Кермадек, Идзу-Бонинская и Южно-Сандвичева. Кроме того, среди ОД выделяются одиночные и двойные, с внешней и внутренней вулканическими грядами. Как правило, внешняя гряда сложена более древними породами и в настоящее время амагматична, а современные вулканические пояса находятся внутренней гряде.

В строении земной коры кайнозойских ОД выделяются собственно **островодужный** комплекс и фундамент. Состав и время формирования последнего различны. В ОД, заложенных на коре континентального типа мо**шностью** 25-40 км, фундаментом служат длительно развивающиеся подвижные пояса, в пределах которых соответствующая островным дугам об-



Рис.3.2. Схематический разрез северо-западного Тихоокеанского побережья в районе Филиппинского моря, Марианской островной дуги и одноименного глубоководного желоба (Initial reports..., 1982): 1 - верхняя мантия, 2 - кора островных дуг, включающая породы современного вулканизма, древних рифтогенных структур и вулканических дуг (заштрихована нижняя часть коры островных дуг), 3 нижняя часть океанической коры, 4 - осадки, 5 - подводящие каналы вулканов. Цифрами показаны скорости продольных волн (7,7-8,2 км/с) и номера скважин **(458 и** др.)

становка создавалась неоднократно. Разрезы энсиматических ОД обладают маломощной фемической корой (до 20 км) и подстилаются офиолитовыми комплексами. Последние известны и в основании дуг с континентальной корой (Курило-Камчатская дуга). Дебатируется вопрос, являются ли эти комплексы реликтами первичной океанической коры, на которой дуга заложилась или на которую она надвинулась, либо они представляют собой ранние этапы развития ОД с континентальной мафической корой.

В земной коре ОД (рис.3.2) выделяется три слоя. В Курильской дуге они представлены (сверху вниз): 1) низкоскоростным слоем вулканогенных и осадочных пород, соответствующим кайнозойской стадии формирования дуги мощностью до 5-6 км и со скоростями продольных сейсмических волн от 3.5 до 5.8 км/с; 2) "надбазальтовым" слоем мощностью от 3 до 15-20 км, со скоростями 5,8-6,4 км/с, варьирующими от значений, близких к скоростям "гранитного" слоя, до более высоких; этот слой соответствует консолидированному фундаменту из мезозойско-кайнозойских и более древних образований; 3) "базальтовым" слоем, наиболее изменчивым по мощности (10-25 км), с сейсмическими скоростями 6,4-7,3 км/с (Злобин, 1987). Мощность земной коры под ОД превышает таковую под соседними структурами — тыловыми морями и океаном, и кора имеет, следовательно, форму линзы. Строение и мощность земной коры изменяются в пределах одной и той же ОД, отражая ее блоковое строение. Отдельные блоки (сегменты) дуг разделены поперечными тектоническими нарушениями и кулисообразно сдвинуты по отношению друг к другу



Рис. 3.3. Продольный профиль через о. Кунашир (Злобин и др., 1982): 1-3 - вулканогенно-осадочные комплексы: 1- верхнемиоцен-четвертичный, 2 - верхнеолигоцен-миоценовый, 3 - геосинклинальный верхнего мела и палеогена (?), 4 - палеозойское (а возможно, и докембрийское) основание, 5 - базальтовый слой, 6-8 - слои верхней мантии, 9 - расслоенные магматические очаги, 10 - дифференцированные интрузивные тела базальтов (более ранних порций базальтовых магм), ■ - зоны проницаемости под очагами, 12 - флюидные трансмагматические потоки, 13 - реликты субстрата в областях магматического замещения, 14 - крупнейшие разломы

Мантия под ОД расслоена, причем положение границ в мантии конформно разделу Мохо (рис.3.3).

Фронтальные части вулканических поясов ОД (вулканический фронт) находятся на расстоянии 125 ± 40 км от СФЗ по вертикали (Куширо, **1984)**. Вулканический фронт обладает четкими границами на фронтальной стороне дуги и расплывчатыми на тыловой. Положение фронта свидетельствует, что магмогенерация под ОД затруднена в малоглубинной части литосферы, ограниченной пологим приповерхностным отрезком СФЗ. Согласно предположению Д. Гилла (Gill, **1981)**, вулканический фронт как бы маркирует крайнее фронтальное положение астеносферы в мантийном Клине под ОД, где происходит генерация магмы. Выступ астеносферы, поднимающийся под тыловой частью АО (ОМ) и под вулканическим поясом, рассматривается как разогретый мантийный диапир (Милановский, Никишин, **1988**; Белоусов, 1982; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989; и др.), определяющий магмогенерацию.

Парциальное плавление может происходить на значительном разбро-

се глубин, так же как и размещение исходных магматических очагов, нам. более крупные из которых приурочены к разделу кора-мантия (40-25 км), поскольку именно здесь происходит уменьшение разницы в плотностях между расплавом и вмещающими породами. Выше располагаются проме. жуточные камеры, глубина залегания которых сильно варьирует. Более глубокие из них находятся на глубинах 10-20 км (влк. Безымянный), а наиболее мелкие на глубинах 1,5-2 км (вулканы Головнина на о. Куна, шир, Авача и Толбачик на п-ове Камчатка; Балеста, 1991). Предполагается, что область плавления располагается от 100-150 км под вулканическим фронтом до 200-250 км в тыловых частях вулканических поясов (Фе дотов, 1991), однако эти цифры следует рассматривать как ориентировочные. Размеры и формы очагов и промежуточных камер устанавливаются геофизическими методами как локальные участки полного поглощения сейсмических волн (см. рис. 3.3).

Самые разветвленные магматические системы, производящие большое количество средних и кислых пород, свойственны тем дугам, которые характеризуются наиболее мощной земной корой, вследствие интенсивной дифференциации в системе малоглубинных камер, что является одним из факторов, приводящих к покислению их состава. Так, магмы из приповерхностных камер имеют дацитовый или андезитовый состав, в то время как базальты и андезибазальты поднимаются с больших глубин (Федотов, 1991; и др.). Магмы среднекислого состава более тесно связаны с коровыми структурами (поднятиями) по сравнению с базальтами (Ермаков, 1994). При столь разветвленных системах магматических очагов естественно, что в ОД редко изливаются магмы, которые можно отнести к первичным.

3.3. Главные формационные типы и эволюция магматизма

В отличие от океанов значительная часть разрезов ОД экспонирована на суше. Это позволяет исследовать **магматические ассоциациив** плане как их вещественного состава, так и геологического строения. Таким образом, методы формационного анализа могут быть применены в полном объеме.

В табл.3.1 приведены главнейшие типы магматических и сопутствующих им осадочных формаций ОД. Они расположены в порядке их появления при эволюции ОД, однако вследствие цикличности магматизм» и различий в геологической обстановке реальные ряды формаций различных дуг значительно более сложны, с повторением и выпадением отдельных их членов. Интрузивные формации, находящиеся в таблице на одном уровне с вулканическими, в большинстве случаев им комагматичны, как например, ультрамафит-габбровые, базальтовая и базальт-бонинитовая формации, образующие офиолитовую ассоциацию. Еще более определен но это можно сказать об интрузивных формациях поздних этапов ОД, от носящихся, по терминологии Ю.А.Кузнецова (1964), к эффузивно-интрУ **зивной** группе. Осадочные породы на ранних подводных этапах развития **ОД** часто образуют с вулканическими единые вулканогенно-осадочные формации (например, базальтовая кремнисто-диатомитовая); позднее при наземном вулканизме осадочные породы приурочены преимущественно к соседним с вулканическими зонами прогибам, образуя самостоятельные формации, сложенные более грубыми флишоидными и реже, в наземных прогибах, молассовыми образованиями с большой долей вулканического материала. В **табл.3.1** приведена также металлогеническая специализация магматических формаций.

Условия образования формаций сменяются от подводных (базальтовые, базальт-бонинитовые), для пород которых характерны текстуры пиллоу, к мелководным и наземным (базальт-андезибазальтовым, базальт-дацитовым) и, наконец, наземным островным формациям с большими объемами средних и кислых пород и формациям повышенной шелочности. Одновременно происходит изменение характера вулканической деятельности. Трещинные и щитовые вулканические постройки, свойственные однородным базальтовым формациям, сменяются кальдерными стратовулканами, часто телескопированными, полигенными с экструзивным ядром, осложненными паразитическими конусами. Среди стратовулканов выделяются лавово-пирокластические и пирокластические. Широко распространены долгоживущие вулканические центры с концентрацией в их пределах нескольких типов вулканических построек, вложенных друг в друга и сменяющихся в указанной выше последовательности по мере эволюции состава вулканитов от основных к средним и кислым, с одновременным возрастанием коэффициента эксплозивности от 10-12 до 70-80% и более.

Связь с крупными тектоническими нарушениями сохраняется в любом типе формаций, однако характер этой связи меняется. Обстановка формирования ранних базальтовых формаций определяется наличием крупных разломов, связанных с заложением островодужных прогибов, вначале некомпенсированных, затем, по мере роста объемов вулканического материала, достигающих компенсации и перекомпенсации, с образованием островодужных (геоантиклинальных) поднятий. Возникающие позднее долгоживущие вулканические центры приурочены к грабенам и вулканотектоническим депрессиям, расположенным на крупных разломах, осложняющих эти поднятия. Режим растяжения, свойственный ранним этапам развития дуг с характерным для них базальтовым вулканизмом, постепенно сменяется режимом пульсационного сжатия-растяжения по мере возрастания объемов среднекислого вулканизма. При этом речь идет об общей смене режимов, не исключая их сосуществования. Субщелочные и щелочные формации приурочены к расколам и рифтогенным структурам в консолидированном фундаменте.

Интрузивные породы современных ОД резко подчинены вулканичес-

Главные типы

Магматические формации				
Эффузивные	Интрузивные			
Базальтовая (подводная)	(дунит)-перидотит-габбровая*			
Базальт-бонинитовая	дунит-верлит-пироксенит-габ- бровая** габбро-долеритовая			
Базальт-андезибазальтовая	габбро-анортозит-троктолитовая			
Базальт-дацитовая	габбро-плагиогранитовая			
(Базальт)*-андезит-дацит-рио- литовая	габбро-диорит-тоналит-трон- дьемитовая (плагиогранитовая)			
(Андезит)-дацит-риолитовая Риолитовая (игнимбритовая)	диорит-гранитовая (гранодиори- товая)			
Трахибазальт-трахидацитовая (шошонит-латитовая)	габбро (тешенит)-сиенитовая			
Трахибазальт- трахиандезит- трахитовая (трахидацитовая) - комендитовая субщелочная	габбро (тешенит)-сиенитовая			
Оливин-базальтовая	щелочных габбро-трахидолеритов			

Наземных ареальных базальтов

* Тип пород, подчиненный по объему. ** Формации

ким, что связано с наличием слабоэродированного чехла вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Среди интрузивных комплексов ОД (см. табл. 3.1) наиболее широко распространены **габбро-плагио**г ранитовые, габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовые **трондьемитовые**).

Тип генетиче- ской серии	Тип оруденения	Сопутствующие осадочные формации
толеитовый	сульфидные залежи кипрского типа	кремнисто-диатомитовая кремнисто-глинистая
толеитовый бонинитовый	хромитовые залежи в тектонизи- рованных перидотитах и в осно- вании кумулативного комплекса	глинисто-алевритовая флишевые: алеврито-диатомитовая граувакко-диатомитовая
толеитовый известково- щелочной	стратиформные медноколчедан- ные залежи	
толеитовый известково- щелочной	медноколчеданные и полиметал- лические месторождения типа Ку- роко	флишевая псефито-псам- митовая
известково- шелочной	медно-порфировые месторожде- ния: полиметаллические золото- серебряные месторождения с Sb и Hg в интрузивных породах; ме- сторождения Sn , W, Mo , Bi в кис- лых интрузивах	молассовая вулканогрубо- кластовая
субщелочной и щелочной	полиметаллические золото-сереб- ряные с теллуридами и редкоме- талльные месторождения	
толеитовый		

предостроводужного эгапа.

габбро(тешенит)-монцонит-сиенитовые их типы. Реже встречаются комплексы кварц-диорит-гранодиорит-гранитовой формации. Размеры интрузивных тел обычно невелики — не более нескольких десятков километров в диаметре. Каждый комплекс пространственно связан с близкими по составу вулканическими породами, образуя аналогичные последним вертикальные (временные) и латеральные ряды.

В отличие от вулканогенных пород в интрузивных формациях габбро и диориты (за исключением комплексов габбро-плагиогранитовой формации) играют подчиненную роль, в то время как более кислые породы с преобладанием кварцевых диоритов и тоналитов над гранитами слагают большую часть массивов. Даже так называемые третичные "граниты" Японии сложены преимущественно кварцевыми диоритами. В ряде дуг (Японской, Курило-Камчатской, Фиджи) широко распространены постсреднемиоценовые гранитоидные массивы (кварцевые диориты, тоналиты, трондьемиты, плагиограниты) гомодромного многофазного внедрения. В более кислых породах поздних фаз встречаются включения более ранних габброидов и диоритов. Они прорывают ранне-среднемиоценовые пропилитизированные вулканогенные образования (эффузивы, туфы и продукты их перемыва) известково-щелочной серии, которые в Японии и на Курило-Камчатской дуге известны под названием "зеленых туфов". На дуге Хонсю с этими вулканитами связаны колчеданно-полиметаллические месторождения типа Куроко, а с самими интрузивными массивами — золото-серебряные месторождения с полиметаллами (дуги Курило-Камчатская, Фиджи и др.).

В более молодых частях разреза ОД также известны интрузивы габбро-диорит-тоналит-трондьемитовой и гранодиорит-фанитовой формаций, венчающих поздненеогеновый этап развития вулканизма. Они слабо эродированы и представлены обычно субвулканическими и жильными фациями.

Интрузивы габбро(тешенит)-монцонит-сиенитовой формации ассоциируются с субщелочными вулканическими сериями. Их гипабиссальные фации представлены трахидолеритами, сиенит-порфирами, сиенит-пегматитами (дуги Алеутская — **о.Беринга**; Фиджи и др.). С ними связаны золото-серебряные месторождения с теллуридами (Фиджи).

Интрузивные комплексы, комагматичные вулканитам, являются различными фациями единых долгоживущих магматических систем, имеющих общие очаговые зоны (Масуренков, 1979). Это подтверждается их корреляцией в пространстве: так, на Бол. Курильской фяде кислый магматизм как интрузивной, так и эффузивной фаций характерен для южного сегмента, в то время как в северном сегменте кислые породы редки в обеих фациях. Наблюдается также непосредственная связь кислых интрузивных пород с дацитами и риолитами, их взаимопереходы, заключающиеся в постепенном уменьшении интерстициального стекла и увеличении количества вкрапленников в вулканитах (Япония, Камчатка). Часто во включениях, выносимых эффузивами, можно проследить всю гамму переходов от вулканических к интрузивным породам.

Интрузивный процесс, как правило, завершает отдельные этапы вул-

канической деятельности, относясь, таким образом, к поздним стадиям формирования очаговых зон. Большее количество кислых и средних интрузивных пород по сравнению с вулканитами объясняется более длительной дифференциацией магмы и ее взаимодействием с коровым фундаментом в очаговых зонах. Интрузивный магматизм сопряжен с интенсивной гидротермальной деятельностью, являющейся заключительным этапом формирования очаговых структур, приводящих к формированию связанных с ними эндогенных месторождений.

Особого внимания заслуживают офиолитовые ассоциации, залегающие в основании многих ОД западного обрамления Тихого океана, где еще Г. Хессом в 1955 г. был выделен Западно-Тихоокеанский офиолитовый пояс. Они имеют преимущественно меловой или раннепалеогеновый возраст и практически повсеместно отделены от вышележащих комплексов кайнозойских ОД перерывами и несогласиями.

Породы офиолитовой ассоциации выходят на поверхность в пределах многих фронтальных поясов дуг, а также обнаружены в их основании при драгировании и бурении приостровных склонов глубоководных желобов. К ним относятся все энсиматические дуги (Марианская, Южно-Сандвичева, Идзу-Бонинская, Тонга) и ряд дуг, заложенных на мафической континентальной коре (Алеутская, частично Курило-Камчатская и др.). Ассоциирующие с ними подводные вулканиты **толеит-базальтовой** и базальтбонинитовой формаций являются переходными по составу между типичными базальтами океана и породами ОД (Пирс, Липпард, **Робертс**, 1987). Породы офиолитовых ассоциаций этого раннего этапа, названного нами **предостроводужным**, будут описаны ниже, в главе 6. Базитовый профиль сохраняется и впоследствии, но с тенденцией к смене базальтовых формаций базальт-андезибазальтовыми, а затем и небольшими объемами йзвес**тково-щелочных** формаций с андезитами.

В некоторых энсиалических дугах, развитых на коре континентального типа (дуги Японии, Индонезии и др.), отсутствуют офиолиты "предостроводужного" этапа и ранние формации однородных базальтов (рис. 3.4). Формационные ряды начинаются с продуктов дифференцированного известково-щелочного вулканизма, доминирующего в течение большей части активности ОД. Примером ранних известково-щелочных формаций являются миоценовые "зеленые туфы" Японии и Курило-Камчатской дуги.

На завершающих этапах развития ОД, независимо от их фундамента, появляется ареальный базальтовый вулканизм, сменяющийся часто щелочным (оливин-базальтовым или шошонитовым). Этот этап знаменует вступление ОД в новую геодинамическую обстановку, когда консолидированная земная кора подвергается раскалыванию с образованием разломов, в том числе и рифтогенного характера. Примером является голоценовый этап камчатского звена Курило-Камчатской дуги. Он уже закончился а Дуге Фиджи и в западной части Алеутской дуги, которые ныне амагматичны. Отсутствие щелочного вулканизма в большинстве ныне активных кайнозойских ОД связано, очевидно, с незавершенностью их развития.

Обращает на себя внимание, что дуги, заложившиеся практически од. новременно, характеризуются принципиально различными вертикальными формационными рядами, что может быть объяснено только различиями в составе, мощности и проницаемости земной коры, но отнюдь не временем заложения. Поэтому существующие представления о "юных" (преимущественно базальтовых) и "зрелых" (преимущественно андезитовых) островных дугах (Петрология и геохимия..., 1987) вряд ли плодотворны.

Таким образом, островодужный вулканизм в большинстве случаев эволюционирует от однородных толеит-базальтовых формаций к дифференцированным известково-щелочным и имеет преимущественно гомодромный характер. Последний нарушается на поздних этапах развития островных дуг, когда известково-щелочной вулканизм вновь сменяется базальтовым, часто со щелочной тенденцией. В ОД с мощной континенталь-



Рис.3.4. Вертикальные ряды вулканических формаций кайнозойских островных дуг. Формации: 1 толеит-базальтовая, 2 - андезитовая, 3 - бонинитовая, 4 - зальт-андезибазальтовая, 5 - андезит-дацит-риолитовая с подчиненными базальта ми или без них, 6 - субщелочных базальтов, 7 - базальт-риолитовая (дацитовая 8 - шошонитовая

ной корой имеет место и антидромный характер магматизма.

Однако указанная последовательность даже в пределах одной ОД претерпевает значительные вариации, связанные с гетерогенностью стро ения фундамента и вариациями геодинамических условий. Она также осложняется цикличностью с редукцией или повторяемостью отдельных



Рис. 3.5. Эволюция вулканизма в четвертичном этапе развития **Курило-Камчатской** островной дуги: 1 - толеитовые базальты островодужного **типа**, 2 - базальты и андезибазальты с подчиненными андезитами **известково-щелочных** и толеитовых серий, 3 - андезиты с подчиненными андезибазальтами преимущественно известково-щелочных серий, 4 - дациты и андезидациты лавовых потоков и экструзивных куполов, 5 - пемзово-игнимбритовые накопления дацитового и риолитового состава

членов формационных рядов, что приводит к индивидуальным особенностям развития магматизма не только в каждой отдельной дуге, но и в отдельных ее участках и вулканических центрах. Примером могут служить временные формационные ряды отдельных тектонических зон Камчатки в четвертичное время, где хорошо видна унаследованность типа магматизма рис. 3.5).

3.4. Петрогенетические серии и вещественный состав вулканиче-Ских пород островных дуг

В ОД широко распространены серии нормальной щелочности: толеитовые, известково-щелочные, реже бонинитовые, субщелочные и щелочные (щелочно-оливин-базальтовые, трахибазальт-комендитовые и шошонит-латитовые) (см. табл. 3.1). Типоморфными сериями являются известково-щелочные и бонинитовые. Последние известны только в ОД. Вещественный состав серий обладает общими особенностями, закономерно изменяясь от толеитовых к щелочным. Особое место занимают породы бонинитовой серии.

3.4.1. Петрография. Для большинства вулканических пород характерны порфировые структуры с несколькими парагенезисами **вкрапленни**, ков и обилие родственных включений. Наиболее распространенными минералами вкрапленников являются плагиоклаз и клинопироксен. **В** базальтах всех типов серий (за исключением бонинитовой) присутствуют меланократовые и лейкократовые разности, различающиеся количественными соотношениями минералов. Основная масса варьирует по содержанию стекла от стекловатых и гиалопилитовых структур до андезитовых и микрокристаллических (**рис.3.6**). Спилитовые, метельчатые, вариолитовые структуры, широко развитые в океанических породах, очень редки. Вулканические серии островных дуг также более дифференцированы, и многие из них, помимо базальтов, включают обильные дифференциаты, вплоть до кислых пород.

Наиболее простыми по минеральному составу являются толеитовые серии, отличающиеся, однако, от аналогичных серий других геоструктур. По сравнению с примитивными толеитами СОХ они помимо преобладающих базальтов содержат железистые (толеитовые) андезибазальты и андезиты и подчиненные им количественно более кислые породы, преимущественно дациты. Они также чаще содержат вкрапленники, но менее обильные, чем в других сериях ОД. В базальтах и андезибазальтах они представлены плагиоклазом (An₉₅₋₅₀), авгитом (Fs₁₅₋₃₅), пижонитом(Fs₃₅₋₄₅) и реже гиперстеном близкой железистости, при подчиненной роли оливина(Fa_{15.42}) и титаномагнетита (Usp<12%). Во включениях темноцветных минералов установлен хромистый магнетит. Основная масса сложена плагиоклазом, авгитом, пижонитом и титаномагнетитом (Sp до 53%). Наличие высококальциевых резорбированных зерен плагиоклаза (An₉₅₋₈₀) И оливина (Fog.on) с обычной для мантийных пород примесью NiO до 0.35%, неравновесных вмещающим их расплавам, могут быть объяснены явлениями смешения в разной степени раскристаллизованных расплавов с первичными магмами. Высокий уровень примеси железа в плагиоклазах (до 0,9%) отражает толеитовый тренд дифференциации. Возрастные и объемные соотношения лейкократовых (плагиопорфировых) и меланократовых базальтов варьируют, однако объемы первых, как правило, преобладают.

В известково-щелочных сериях возрастает роль андезитов и андезибазальтов, меньшую роль играют базальты. Объемы дацитов и риолитов составляют от нескольких до десятка процентов объема серий. До 90% базальтов и андезибазальтов обладают обильно-порфировыми структурами вкрапленниками до 40–45%, которые закономерно уменьшаются в анде зитах, дацитах и риолитах, в связи с гравитационной отсадкой ранних минералов, образующих кумулативные разности. В том же направлении уве личивается содержание гломеровых сростков и родственных меланократо



Рис.3.6. Типы вулканических пород островных дуг (Лапин, Фролова, 1992): 1 - Базальт двупироксеновый (d=6,7 мм), толеитовая серия. Курильская дуга, о. Симушир, влк. Заваришкого. Структура порфировая и гломеропорфировая, в основной массе - гиалопилитовая, вокруг гломеровых сростков интерсертальная. Вкрапленники составляют до 50%. Преобладает плагиоклаз, реже моноклинный (или ромбический) пироксен и оливин. Основная масса стекловатая с лейстами плагиоклаза и Пироксена, окружающими гломеровые скопления фенокристаллов плагиоклаза. 2 -Андезибазальт (d=5,0 мм), известково-щелочная серия. Курило-Камчатская дуга, вж. Камень. Структура порфировая, в основной массе - гиалопилитовая. Вкрапленники составляют 40%, преобладают плагиоклаз и роговая обманка с широкой опачтовой каймой, реже моноклинный пироксен. Основная масса стекловатая, содержит лейсты тех же минералов и тонко рассеянный магнетит. 3 - Базальт оливиновый (d=3,1 мм), субщелочная серия. Курильская дуга, о. Атласова, влк. Алаид. Структура порфировая, в основной массе - пилотакситовая, текстура флюидальная. Оливин составляет до 20%. Основная масса пироксен-плагиоклазовая, стекло часично девитрифицировано. 4 - Бонинит (d=1,8мм), бонинитовая серия. Идзу-Бонинская дуга. о. Папуа-Новая Гвинея, мыс Фогель. Структура порфировая, в основной ассе гиалопилитовая. Вкрапленники составляют до 35-40%, преобладает клинонстатит, образующий крупные идиоморфные зерна, оливин и шестоватые микроврапленники энстатита, нарастающие на гранях крупных вкрапленников. Основия масса - стекло, часто палагонитизированное

вых включений. Основная масса содержит больше стекла, чем в породах толеитовых серий, а текстуры менее пористы, что связано с ранней дегазацией расплавов.

Наличие разновозрастных парагенезисов вкрапленников, вариабель-



Рис.3.7. Статистически обработанные данные трендов дифференциации вулканических серий островных дуг: 1-2 - Южно-Сандвичева дуга (1 - толеитовая серия. 2 - известково-шелочная серия). 3 - дуга Сунда, 4-5 - Марианская дуга (4 - известково-щелочная серия, 5 - бонинитовая серия), 6 - Алеутская дуга (Командорский блок), щелочная серия (юшинский комплекс), 7-11 - Курильская дуга (7 толеитовая серия. влк. Тятя. 8 - низкокалиевая известково-щелочная серия, вулканы Заварицкого и Менделеева, 9 - известково-щелочная умеренно калиевая серия влк. Эбеко, 10 - известково-щелочная умеренно калиевая серия, влк. Ветровой, 11 - шошонитовая серия, Малая гряда, силлы о. Танфильева). Пунктирная линия разграничивает: ТБ - поле толеитовых базальтов, ШБ - поле шелочных базаль-TOB

ность их состава. появление минералов. свойственных более основным поролам. в более кислых ("сквозных") минералах приводит к усложнению минерального состава по сравнению с толеитовыми сериями. В отличие от последних. где гидроксилсодержащие минералы отсутствуют, выделяются парагенезисы как без гидроксилсодержащих минералов, так и с ними. Первые преобладают. Парагенезисы вкрапленников в них состоят из плагиоклаза, двух пироксенов, ромбического и моноклинного, титаномагнетита и оливина в наиболее основных разностях. Во вторых к ним присоединяются роговая обманка и реже биотит. Наиболее распространен плагиоклаз. представленный несколькими генерациями с большим разнообразием состава и морфологии зерен. особенно В андезитах (от Апоз до Апо кислых дифференциав

тах), резорбцией и "ситовидным" обликом ран-

них зерен, различными типами зональности (прямой, обратной, осцилляр ной), образованием сложных кристаллов с нарастанием друг на друг^а

минералов разных генераций. Оливины обладают большим разбросом по **железистости** (Fa₈₋₃₅). Ранние, самые магнезиальные оливины и кальциевые плагиоклазы, представленные резорбированными зернами, микровключениями, судя по их морфологии и неравновесности по отношению к расплаву» являются ксенокристаллами.

Среди пироксенов преобладают авгит (Fs9.30) и железистые бронзиты и гиперстены (Fs₁₅₋₃₀). Некоторые пироксены характеризуются повышенными содержаниями алюминия, что обусловлено дефицитом щелочей при избытке алюминия или возрастанием скорости кристаллизации в поздних генерациях (Lofgren, 1974). Редкое присутствие в основной массе пижонитов и субкальциевых авгитов говорит о не вполне корректном разделении островодужных серий на пижонитовые и гиперстеновые, предложенном Х. Куно (Куно, 1964). Шпинелиды варьируют от хромистых и низкотитанистых (Usp_10) с высоким содержанием алюминия и магния во включениях минералов к титаномагнетитам в основной массе (Usp₅₀). Роговая обманка относится к ряду паргасит-феррогастингсит. Помимо наиболее распространенной поздней роговой обманки, замещающей пироксен, в андезитах встречается ранняя приликвидусная роговая обманка, опацитизированная и подвергшаяся резорбции или замещенная агрегатом безводных минералов — пироксенов, плагиоклаза и магнетита, что свидетельствует о кристаллизации этого минерала при высоком общем и водном давлениях.

В андезитах и кислых породах широко распространены неравновесные парагенезисы (например, оливин и кварц, ксеногенные плагиоклазы), более часто встречаются гидроксилсодержащие минералы (роговая обманка и биотит), гетеротакситовые текстуры и родственные включения. Во вкрапленниках присутствуют стекловатые включения различного состава от базальтов до дацитов (Anderson, 1976). Редкие глобулярные текстуры, обычно с более кислым составом глобулей по сравнению с матрицей, преимущественно в дацитах и риолитах, рассматриваются как ликваиюнные, образующиеся на конечных сталиях эволюции (Маракушев, 1984). Аномально высокие содержания анортитовой составляющей в микролитах плагиоклаза (An₆₅₋₈₂) кислых пород по сравнению с вкрапленниками (An40-50), сосуществующих с высококремнекислым стеклом (SiO₂ = 80-91%), могут быть объяснены повышением химического потенциала калия на поздних стадиях кристаллизации. Порядок кристаллизации главных минералов отличается от такового в толеитовых сериях большим разнообразием. При повсеместно более раннем оливине плагиоклаз и пироксены меняются местами в зависимости от степени лейкократовости или меланократовости породы и содержания летучих. Ранняя кристаллизация магнетита несколько опережает кристаллизацию пироксенов.

Итак, главные особенности минерального состава и структур пород вестково-шелочных серий в отличие от толеитовых свидетельствуют о овышенном содержании летучих компонентов и высокой окисленности расплава (гидроксилсодержащие минералы, ранняя кристаллизация магнетита и в связи с этим более низкая железистость темноцветных), о наличии смешения расплавов, о контаминации и гибридизме (сложная история кристаллизации, фиксируемая несколькими парагенезисами вкрапленников, явления обратной зональности в плагиоклазе и темноцветных минералах, двупироксеновые ассоциации, ксенокристы).

Бонинитовые серии включают в себя породы от коматитовых базальтов и коматитов (Высоцкий, 1989) к марианитам, бонинитам и дацитам. Они характеризуются отсутствием плагиоклаза во вкрапленниках, появляющегося лишь в дацитовых дифференциатах. Переходными между бонинитами и известково-щелочными сериями являются высокомагнезиальные андезиты, содержащие плагиоклаз в основной массе. Структуры бонинитов и марианитов меняются от афировых до обильно-порфировых с несколькими парагенезисами вкрапленников объемом до 50%. Среди минералов преобладают пироксены. Выделяются орто- и клинопироксеновые парагенезисы. В первом парагенезисе встречаются клиноэнстатит, весьма редкий в земных породах, в подчиненном количестве отмечаются пижонит и кальциевый авгит, ограниченно оливин и магнезиохромит, с порядком кристаллизации оливин-ортопироксен-клинопироксен. В основной массе клинопироксенового парагенезиса возможно присутствие редких плагиоклаза и амфибола. Структуры основной массы часто закалочные, игольчато-микролитовые, с наличием сноповидных и метельчатых (см. рис. 3.6) агрегатов, напоминающие спинифекс.

Все минералы высокомагнезиальны: относительно кислые (57-66%) SiO₅ и 1-2% MgO) закалочные стекла бонинитов неравновесны вкрапленникам. В бонинитах о. Чичима на Бонинских островах (Umino, 1991) оливины зональны (Fa₉₋₁₀ в центре до Fa₁₁₋₁₂ в краевых частях). Среди пироксенов самыми ранними и богатыми магнием являются клиноэнстатиты (Fs₁₀₋₂₇), затем бронзиты и гиперстены (Fs₁₀₋₂₇). Последними кристаллизуются клинопироксены — авгиты, которые встречаются в микровкрапленниках (Fs_{8.15}) и в основной массе (Fs_{1.19}), где они содержат до 12% Al₂O₃, что свидетельствует о закалочной кристаллизации последней. Хромшпихарактеризуются относительно нелиды высоким отношением Fe³⁺/Cr+Al+Fe²⁺ (>0,1), что говорит о кристаллизации при высоких значениях SiO₂. Во вкрапленниках и в основной массе присутствуют многочисленные включения низкоплотного водного флюида. Неравновесность магнезиальных вкрапленников и кислого стекла позволяет предположить их гибридное происхождение. Высокомагнезиальные андезиты отличаются от бонинитов наличием плагиоклаза в основной массе и отсутствием клиноэнстатита (Tatsumi, 1991).

Среди разнообразных по составу субщелочных и щелочных серий наиболее распространены серии субщелочных оливиновых базальтов и трахибазальт-трахиандезит-трахит-комендитовая и **шошонит-латитовая**. Пер-
вые две обладают калиево-натриевой спецификой, последняя — калиевой. Минеральный состав их весьма разнообразен. Помимо оливина, плагиоклаза и клинопироксена в ассоциациях вкрапленников могут присутствовать калиевый полевой шпат, амфибол (керсутит, гастингсит, баркевикит), флогопит, а также рудные минералы — от хромита во вкрапленниках до бесхромистого титаномагнетита в основной массе.

В отличие от вулканитов нормальной щелочности плагиоклазы в них менее кальциевые, практически отсутствует ортопироксен, клинопироксены отличаются повышенным содержанием кальция и титана, эволюционируя в сторону салита и фассаита, а в кислых дифференциатах появляются феррогеденбергиты и эгирины. Значительно более разнообразен набор акцессориев, особенно в кислых разностях, куда помимо магнетита входят апатит, циркон, сфен и редко **гранат** —альмандин. В основной массе щелочных базальтов Камчатки были обнаружены нефелин и лейцит (Волынец, Хотин, Дубик, 1984).

Во вкрапленниках калиевых шошонитовых серий, помимо низкокальциевого (An₅₅₋₅₀) плагиоклаза, присутствуют диопсид-салит и редкий железистый оливин. Основная масса сложена плагиоклазом, анортоклазом, биотитом, магнетитом, цеолитами, анальцимом.

3.4.2. Химический состав. Отличия островодужных базальтов нормальной щелочности от океанических хорошо видны на тройной диаграмме базальтовой системы Срх-О1-Р1 (Йодер, Тилли, 1955; Kushiro, 1972; и др.). Фигуративные точки всех серий базальтов ОД образуют обособленные ареалы по сравнению с океаническими (см. рис. 2.12). При этом базальты энсиматических дуг, где развиты преимущественно толеитовые серии, расположены ближе к полю океанических базальтов, приближаясь к сухой котектике O1-P1, а известково-щелочные базальты энсиалических дуг сдвинуты в сторону котектики 01-Срх и псевдотройной водной эвтектики О1-Срх-Р1 (Фролова, Гущин, 1981). "Водные условия", вследствие которых повышается степень окисленности магм, хорошо подтверждаются петрографическими особенностями, в частности ранней кристаллизацией оксидов железа. Кроме того, повышенные содержания воды в магме, как это явствует из смещения состава эвтектики, являются, наряду с кристаллизационной дифференциацией, одной из причин высокой глиноземистости (Йодер, 1954).

На основании корреляции между составом расплава и давлением, глубины обособления магм к началу кристаллизации оцениваются от 25-30 км (толеитовые магмы) до 40-60 км (известково-щелочные магмы) (см. рис. 2.12). Они близки с глубинами магматических очагов, предполагаемыми на основании геофизических данных (Федотов, 1991; Злобин, 1987). Флюидный режим тесно связан с геодинамической обстановкой. Так, "водные" известково-щелочные серии формируются в режиме преобладающего сжатия (Симбирева и др., 1977), в то время как под вулканами, извергающими толеитовые магмы, обнаружены локальные зоны растяжения.

Обшей особенностью химизма островодужных магм является, как было указано выше, наличие в кажлой серии высокомагнезиальных и высокоглиноземистых родственных друг другу разновидностей базальтов (табл. 3.2). свидетельствующих о распрострашироко ненных явлениях фракционирования. однако кажлая из серий облалает своими отличительными чертами (рис. 3.7). Толеитовая серия (табл. 3.2; 3.3) по сравнению с примитивной океанической толеитовой се-

Средний химический состав базальтов

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO	48,34	50.80	52.65	53,12	48,26
TiO ₂	0,47	0,55	0,75	1,06	0,84
Al_2O_3	16,23	18,78	15,08	18.00	17,23
Fe_2O_3	1.94	3,92	8,28*	8,71*	3,04
FeO	8.35	7,35	_	-	7,92
MnO	0.15	0,16	0,18	0,16	0,21
MgO	10,94	6,11	8,96	5.36	9,30
CaO	10.74	10.65	9,43	8,12	10,04
Na_2O	1.53	1,97	2.57	3.24	2,09
K_2O	0.21	0,22	0.91	1.18	0,48
P_2O_5	0,05	0,09	0,18	0.20	0,13
H_2O	0.06	0.19	H.O.	H.O.	0,41
П.П.П.	0,52	0,40	H.O.	н.о.	H.O.
7	99.53	101,19	98,99	99,15	100.12
n	2	14	4	12	4

Примечание. 1-4 - толеитовая серия: 1.2 – нижкратовый типы): 3,4 - влк. Ключевская Сопка, Камково -шелочная серия: 5.6 - влк. Малый Семячик. Каровой, о. Парамушир (7 - мелано- и 8 - лейкократотипы); 11–14 - субщелочная серия: 11, 12 - влк. Толвлк. Алаид, о. Атласова (13 - меланократовый и 14 -

рией характеризуется более протяженными трендами дифференциации (табл. 3.4), большей насыщенностью кремнеземом, вследствие чего большинство пород относится к гиперстеннормативным и кварцнормативным, реже оливиннормативным; повышенным (16-22 %) содержанием глинозема в базальтах и соответственно высоким отношением глинозема к фемическим оксидам; низким (обычно меньше 1%) содержанием титана; более пологим трендом накопления железа (рис. 3.8); низкими содержаниями магния и сопутствующих ему когерентных элементов — **Сг** (15-30 г/т), Ni (5-20 г/т) в широко распространенных лейкократовых типах пород; повышенной степенью окисленности железа; более высокими содержаниями калия. Хотя в толеитовых сериях ОД известны низкокалиевые серии (Gill, **1981)**, содержание калия в последних обычно выше, чем в породах типа **N-MORB**. Наблюдаются частые переходы толеитовых серий в известковощелочные (см. рис. 3.8), обусловленные началом кристаллизации магнетита.

Из всего вышесказанного следует, что большинство базальтов толеи-

6	7	8	9	10	11	12	13	14
49,44	44,46	49.88	46,13	50,12	49,75	50,67	46,04	49,40
0,88	0,33	0,68	0,81	0,83	1,01	1,71	0,63	0,83
19,29	16,19	20,79	12,90	18,25	13,48	16,92	15,80	19,16
3,47	5,85	3,49	3,70	4,53	3,07	3,54	3,76	5,05
6,55	6,64	4,68	7,20	5,68	6,69	6,99	6,27	4,43
0,18	0.21	0,19	0,14	0,20	0,17	0,13	0,16	0,17
4,83	9,38	3,70	13,90	5,46	9,84	4.58	11,76	5,45
10,79	13.58	10.22	11,19	10,44	11,63	8,74	10,92	10,36
2,41	1.50	2.72	2,10	2,34	2,44	3,62	2,51	2,91
0,51	0.63	1,44	0,72	1,07	1,02	2,13	1,32	1.77
0,16	0,16	0,41	0,11	0,21	H.O.	H.O.	0,25	0,34
0,59	0,34	0,40	-	-	H.O.	Н.О.	0,45	0,29
0,55	0.12	H.O.	Н.О.	0,40	H.O.	H.O.	0,10	0,11
98,65	100, 11	98.60	98,90	99,50	99,36	99,38	99,97	100,26
44	1	5(?)	2	5(?)	20	11	3	22

различных генетических серий островных дуг

неплейстоценовый комплекс платоэффузивов о. Кунашир (1 - мелано- и 2 - лейкочатка (3 - мелано- и 4 - лейкократовый типы; Хренов и др., 1991); 5-10 - известмчатка (5 - мелано- и 6 - лейкократовый типы; Селянгин, 1987); 7, 8 - влк. Ветвый типы); 9. 10 - влк. Эбеко, о. Парамушир (9 - мелано- и 10 - лейкократовый бачик (11 – мелано- и 12 - лейкократовый типы; Федотов и др., 1991); 13, 14лейкократовый типы); 15-16 – шелочная (шошонитовая) серия - силлы малоку-

товых серий ОД не является представителем первичных мантийных магм, так как соответствующие им расплавы обнаруживают значительную дифференциацию и не находятся в равновесии с мантией. Это подтверждается низкими значениями коэффициента ("M"=100Mg/(Mg+Fe), ат.кол.), не удовлетворяющими его мантийным значениям (70-75). Отмеченные особенности толеитового типа серий сохраняются и усиливаются в известково-щелочном (табл. 3.2, 3.5), отражая тем самым общую направленность магматических процессов, идущих в ОД. В известково-щелочных сериях увеличиваются количество пород с нормативным кварцем и степень их лейкократовости; уменьшается роль базальтов, возрастает роль андезитов и кислых пород и появляются значительные объемы высококалиевых серий.

Бонинитовая серия, обладая ярко выраженными индивидуальными чертами, тем не менее сочетает ряд особенностей двух других серий нормальной щелочности — толеитовой и известково-щелочной. Породы этой серии являются гиперстеннормативными, с вариациями от кварцевых до °ливиннормативных типов пород (табл. 3.6). Высокие содержания MgO

Окончание табл. 3.2

16	17	18	19
52,54	53,90	53,20	49,20
0,54	0,09	0,34	1,84
17,40	5,40	7,79	15,74
4,20	9,35*	2,65	3,79
4,17	-	6,63	7,13
0,20	0,18	0,18	0,20
3,43	23,90	17,61	6,73
3,86	2,20	4,48	9,47
4,38	0,31	0,71	2,56
4,21	0,23	0,30	1,10
0,70	0,02	0,05	0,35
2,65	4,20	4,76	0,78
1,12	-	-	0,11
99,40	99,78	98,70	99,95
8	1	3	-
	$\begin{array}{c} 16\\ 52,54\\ 0,54\\ 17,40\\ 4,20\\ 4,17\\ 0,20\\ 3,43\\ 3,86\\ 4,38\\ 4,21\\ 0,70\\ 2,65\\ 1,12\\ 99,40\\ 8\end{array}$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$

рильского (верхнемелового) комплекса о. Танфильева: **15** - мелано- и 16 - лейкократовый типы; **17–18** - бонинитовая серия - марианиты Новогвинейской островной дуги, о. Папуа (17 - оливин-клиноэнстатит -бронзитовый и 18 - клиноэнстатит-бронзит-клинопироксеновый типы; Kyser, Cameron, Nisbet, 1986); 19 - средний базальт (Le Maitre, 1976).

* Относится к FeO + Fe₂O₃

сочетаются с низкими ТіО₂ и Al₂O₃. Несмотря на то что общее содержание железа в наиболее основных породах серии - марианитах — близко к таковому в толеитовых сериях, их железистость весьма низка (f=25-45). резко возрастая в процессе дифференциации, что соответствует толеитовому (феннеровскому) типу. Бониниты характеризуются низкой шелочностью и в то же время высокой вариабельностью по этому параметру. На диаграммах (Na₂O+K₂O) - SiO₂ и MgO -SiO₂ - Al₂O₃ они занимают промежуточное положение межлу ультрамафитами офиолитовых комплексов И вулканическими породами островолужных ИЗвестково-щелочных серий (рис. 3.9). Породы бонинитовой серии характеризуются высокими солержаниями волы — от 2 до 5% (Susu, 1986; Данюшевский, Со-

болев, Кононова, 1991).

Общие особенности химизма для субщелочных и щелочных серий сформулировать сложно вследствие их большого раз-

нообразия. Наиболее характерны для них: понижение степени насыщенности кремнеземом, появление оливин- и нефелиннормативных и исчезновение кварц- и гиперстеннормативных разностей; возрастание роли калия среди щелочей и повышение калиево-натриевого отношения с быстрым ростом последнего в процессе дифференциации; низкие содержания титана при широких его вариациях в шошонитах (табл.3.2, 3.7) и наличие высокотитанистых щелочных серий с быстрым его ростом при дифференциации совместно с калием; обилие высокомагнезиальных разностей и небольшое количество дифференциатов; высокий рост железистости на ранних стадиях эволюции (близкий к толеитовым сериям) и его резкое замедление на более поздних (близкое к известково-щелочным; см. рис.3.8)

Сказанное свидетельствует о наличии среди щелочных и субщелочных вулканитов разностей, более близких к первичным магмам, и о высо-

Таблица 3.3

Оксиды	1	2	3	4	5
	51,31	66,22	59,78	66,70	73,04
TiO ₂	0,86	1,04	0,88	0,34	0,30
Al_2O_3	17,03	16,21	16,05	13,94	13,61
Fe_2O_3	2,57	3,41	2,30	1,77	0,69
FeO	8,80	8,02	6,23	5,79	2,13
MnO	0,20	0,19	0,14	0,13	0,08
MgO	5,47	3,24	2,82	0,98	0,50
CaO	10,97	8,51	7,00	4,30	3,25
Na_2O	2,32	3,12	3,34	4,03	4,66
K_2O	0,28	0,62	0,65	1,19	0,67
P_2O_5	0,06	0,13	0,21	0,16	0,12
H_2O	0,66	0,25	0,41	0,52	1,08
Ι	99,67	100,36	99,81	99,85	100,13
n	9	9	6	3	1

Средний состав пород низкокалиевой толеитовой серии Южно-Сандвичевой островной дуги

Примечание. 1 - оливиновые и оливин-двупироксеновые базальты различных островов Южно-Сандвичевой дуги (Tarney et al., 1982; Baker, 1978); 2 - андезибазальты о-вов Сандерса, Высокий и Беллинсгаузена, там же; 3 - андезиты, там же; 4 - дациты о-вов Кука, Туле, Кандлемас, там же; 5 - риолит. о. Завадовского, там же. ком содержании флюидной фазы, степень окисленности которой возрастала в процессе эволюции.

3.4.3. Элементы-примеси. Как известно, распредекогерентных ление элементов (Ni, Cr, Co, Cu, Sc) отражает процессы фракционирования магм, некогерентные эленаследуют менты мантийного состав источника. Низкие содержания Ni и Сг И соответственно низкие отношения Ni/Co (в среднем 0,5-2) и Cr/V (<1,0), свойственные высокоглиноземистым базальтам (табл. 3.8). подтверждают

сделанные выше выводы о вероятном отсутствии среди них первичных магм. Высокие содержания **Сг** и Ni характерны для магнезиальных базальтов, однако редкость последних свидетельствует о незначительной роли вулканитов, близких по составу к мантийному источнику.

Сравнение элементов-примесей островодужных базальтов и примитивных базальтов СОХ (рис. 3.10-3.15) показывает общее понижение содержаний высокозарядных (Ti, Ta, Nb, Hf, Zr, Y) (ВЗЭ) и повышение содержаний легких крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Cs, **Ba**, Sr, La, Ce). Содержание последних увеличивается от низкокалиевых толеитовых серий к известково-щелочным, а затем и щелочным, при закономерном возрастании отношения **КИРЭ/ВЗЭ**, что отражает более высокое содержание в островодужных породах летучих компонентов, к которым КИРЭ имеют высокое сродство. Графики содержаний элементовпримесей андезитов и кислых пород, нормализованные по MORB, ПОВТО-РЯЮТ в общих чертах таковые базальтов (рис.3.13, 3.14), что свидетельствуст об их генетической общности. По сравнению с океаническими базальтами COX, островодужные породы имеют "пиковый" характер распределения с многочисленными минимумами и максимумами, свойственными отдельным элементам. Отношения K/Rb понижается от низкокалиевых толеитовых базальтов (1500–1300, что близко к базальтам срединных хребтов) к 400-500 в субщелочных и щелочных базальтах, являясь четким показателем щелочности. Отношения Th/Ta и Th/Nb, равные соответственно 0,25 и 0,15 в базальтах COX, значительно, хотя и неравномерно, возрастают, особенно в лейкократовых породах, отражая низкие содержания

Таблица 3.4

Оксиды. элементы	1	2	3	4
SiO	51.18	53,46	60.11	67.54
TiO	0.52	0.44	0.84	0.56
Al ₂ O ₃	15.46	14,77	14,14	13.48
Fe ₂ O ₃	2.64	2,89	2,45	1,28
FeO	6.45	5,36	7,66	5,33
MnO	0,17	0,19	0,18	0,13
MgO	8,62	8,85	1,96	0,81
CaO	8,54	6,52	5,89	4,00
Na_2O	2,81	2,19	3,54	3,34
K_2O	1,11	1,67	0,79	1,20
P_2O_5	0,07	0,06	0,12	0,16
H_2O	2,66	3,42	2,10	2,24
Ι	100,23	99,82	99,78	100,07
n	2	2	2	1
Pb	6	-	9	10
Ba	230	-	26	31
Sr	125	-	109	118
Zr	37	-	84	99
Nb	6	-	5	5
Y	13	-	34	34
Ni	88	-	8	8
Cr	23	-	20	20
Ce	4,24	-	8,90	11,76
Sm	1,14	-	2,64	2,62
Yb	H.O.	-	3,50	3,62

Средний состав пород толеитовой серии из основания Марианской островной дуги

Примечание. 1 - базальты; 2 - андезибазальты; 3 - андезиты; 4 - дациты. Данные драгирования, станции 50, 51, 52 и 36 (Bloomer, 1987). ВЗЭ, столь характерные для обстановок островных дуг. Устойчивые минимумы по Та и Nb прослеживаются для всех серий, кроме бонинитовых (рис. 3. 15), несколько уменьшаясь по мере увеличения щелочности. Менее устойчивые и значительные минимумы наблюдаются для Ті и реже для Zr.

Существует несколько гипотез происхождения перечисленных минимумов: стабильность остаточных фаз (рутила, ильменорутила, циркона, сфена и др.), возрастающая в водных условиях (Hellman, Green, 1979), концентрирующих эти элементы в рестите (Pearce, 1982, Cann, 1983); высокие коэффициенты распределения Nb между мантийными минералами (оливином, гранатом, ортопироксеном, шпинелью) и расплавом по сравнению с крупноионными К и La. что позволяет объяснить появление Nb минимума в результате между реакции длительно мигрирующим расплавом И твердым мантийным субстратом (Keleman, Shimizu, Dunn, 1993), селективная контаминация островодужных базальтов крупноионными элементами (Ba,Th) без заметного увеличения содержаний Ta, Nb, Sr, экспериментально установленная при сплавлении с 50%-м расплавом коровых граувакков в пропорции базальт:контаминант = 4:1 (Pearce, Cann, 1983); высокие значения f_{O_2} , способствующие кристаллизации титаномагнетита, в кристаллическую решетку которого легко входит Nb.

На спайдеграммах известково-щелочных и щелочных серий (см. рис. 3.13, 3.15) одновременно с минимумами по Та и Nb появляются максимумы по Се, P, Hf. В отличие от крупноионных литофильных элементов с высоким сродством к водному флюиду, эти элементы транспортируются предпочтительно расплавами. Можно предположить, что последние, наряду с флюидом, играют определенную роль при формировании микроэлементного состава известково-щелочных и щелочных серий.

Вариации, связанные с принадлежностью вулканитов к той или иной серии, наблюдаются в спектрах РЗЭ, нормализованных по хондриту (рис. 3.12, 3.16). Наиболее близки к океаническим спектры низкокалиевых толеитовых базальтов. часть из которых обладает даже более низкими содержаниями РЗЭ. Однако в спектрах толеитовых базальтов обычно отсутствует обеднение легкими РЗЭ и отношение La/Yb превышает единицу. При переходе к известково-щелочным и щелочным сериям закономерно возрастает содержание легких РЗЭ, а содержание тяжелых уменьшается, что вызывает повыше-



Рис.3.8. Соотношение железистости (F) и кремнекислотности в вулканических сериях островных дуг и связанных с ними родственных включений: 1 - толеитовая серия океана (Osborn, 1959), 2 известково-щелочная серия Каскадных гор (Osborn, 1959), 3-7 серии Курило-Камчатской островной дуги, вулканы: 3 - Алаид, 4 - Заварицкого, 5 - Менделеева, 6 - Ксудач, 7 - Шивелуч, 8 - Андский вулканический пояс

ние La/Yb отношения до 5-6. Возрастание содержаний легких РЗЭ менее интенсивно, чем щелочных и щелочноземельных элементов-примесей, вследствие чего повышаются отношения K/La, Rb/La, Ba/La.

Особенно сложны и вариабельны распределения элементов-примесей и РЗЭ в бонинитах и высокомагнезиальных андезитах (см. рис.3.16). Общие их содержания ниже, чем в породах остальных серий, однако невысокое отношение КИРЭ/ВЗЭ сохраняется. Столь характерные для островодужных магм минимумы по Та и Nb отсутствуют. Судя по геохимической гетерогенности, бониниты имеют гибридное происхождение (Данюшевс-

Средний химический состав (оксиды в мас.%, элементы в г/т) пород известково. Камчатской островной

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55,63	58,49	67,78	53,02	55,99	59,70	65,87	50,20
TiO ₂	0,76	0,79	0,43	0,94	0,78	0,54	0,35	0,97
Al ₂ O ₃	17,32	15,87	14,54	18,48	18,23	17,42	17,59	19,49
Fe ₂ O ₃	6,08	2,62	1,37	1,99	1,99	2,09	2,60	3,96
FeO	3,67	6.93	3,68	6,84	5,80	4,33	1,29	7,38
MnO	0.17	0.17	0,12	0,16	0,15	0,13	0,12	0,20
MgO	4.31	3.65	1,68	4,93	3,84	3,44	1,11	4,68
CaO	8.05	7.59	4.59	8,44	8,12	6,55	4,48	9,57
Na ₂ O	2.73	3.00	4.00	3,49	3,41	3,74	4,50	2,65
K ₂ O	0,41	0,47	0,83	0,85	1,12	1,25	1,65	0,49
P2Os	0.08	0.09	0,07	0,19	0,24	0,19	0,23	0,17
H ₂ O	-	-	-	0,13	0,21	0,13	0,12	0,30
п.п.п.	0,63	0,58	0,60	0,39	0,28	0,31	0,02	1,19
I	99,84	100,25	99,70	99,85	100,16	99,82	99,93	101,27
n	3	4	1	1	13	13	2	5
Rb	6.3	6.9	15,2	11.4	19,1	23,9	41,6	7,1
Ba	141	160	287	311	389	484	673	183
Sr	265	220	224	314	353	359	359	420
La	2.6	3.1	5,7	4	9	8,6	11	5,4
Ce	8,6	9.3	13,3	15	21,5	20,0	27	13,7
Nd	6,7	8,8	9,5	13	13,6	11,6	15	10,0
Sm	2,2	3,0	2,9	-	3,67	3,44	(3,65)	3,22
Eu	0,78	0,85	0,84	-	1,25	1,05	(1,24)	1,19
Tb	0,52	0,70	0,61	-	0,72	0,74	(0,58)	0,63
Yb	1,80	2,61	3,00	-	2,26	2,04	(1,89)	2,45
Lu	0,34	0,43	0,57	-	0,35	0,29	(0,29)	0,36
Y	20	29	29	24,9	23,9	24,6	18,9	23,1
Th	0,1	0,1	0,8	1	0,96	1,24	2	0,78
Nb	1.2	1.2	1,2	2,2	34	2,4	3,6	2,8
Zr	46	60	97	96	126	109	128	62
Hf	0,84	1,39	2,34	-	2,76	2,65	(3,63)	1,55
Та	_	-	—	-	0,23	0,20	(0,27)	0.10
Cr	7	15	3	20	14	64	4	15
Ni	9	9	10	25	8	16	5	8

П р и м е ч а н и е . Вулканы Курило-Камчатской островной дуги: 1-3 - Менделееваный, п-ов Камчатка; 8–11 - Камбальный, п-ов Камчатка; п - число анализов.

кий, Соболев, Кононова, 1991; Говоров, 1992; Перчук, 1987; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989). Предполагается, что в образовании бонинитовых магм, имеющих изначально мантийную природу, о чем однозначно свиде-

щелочных серий Курилодуги

9	10	11
54,28 0,82 18,99 3,60 5,42 0,18 3,90 8,27 3,12 0,73 0,22 0,55 0,50 100,58 1	67.84 0,38 16,07 2,79 1,32 0,13 1,43 3.97 3,63 1,96 0,15 0,18 0,39 100,24 3	70,36 0,36 15,06 2,65 1,01 0,07 0,65 2,89 3,60 2,12 0,10 0.40 0.70 99,99 1
8.7 233 467 7,3 17,7 12,1 3,62 1,28 0,75 2,51 0,40 24,4 0,93 2,5 75 1,76 10 4,1 2,1 1,76 10 4,1 2,1 1,76 1,76 1,76 1,28 1,29 1,75 1,76	40.1 582 402 12,2 24,1 13,5 3,04 0,96 0,57 2,10 0,35 21,0 3,07 3,5 112 2,78 0,24 4,8 2,78 0,24 4,2 2,78 1,24 2,78 2,78 1,24 2,78 1,24 2,78 1,24 2,78 1,24 2,78 1,24 2,78 1,24 2,78 1,24 2,78 1,24 1,24 2,78 1,24	38,0 681 279 13,1 25,9 14,3 3,09 0,80 0,46 1,87 0.32 19.2 3,91 3,8 129 3,0 0,30 6

о. Кунашир; 4-7 - Безымян-

тельствуют высокие содержания Mg, Cr, Ni и мантийные значения коэффициента "M", участвовало не менее двух дополнительных компонентов: расплав с обогащенным спектром РЗЭ, пониженным Zr и Ti, относительно высоким Ba/Rb отношением и флюид, обогащенный литофильными элементами. Происхождение расплава дискуссионно. Высказаны предположения, что исходным субстратом для него является материал земной коры (Перчук, 1987).

3.4.4. Изотопы. Магматические породы ОД отличаются от океанических типа MORB в среднем более высоким отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и более низким ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. В то же время (рис. 3.17) они обладают значительным разнообразием. Изотопные метки энсиматических дуг (Южно-Сандвичева, Марианская, Новогебридская, Тонга) близки к полю MORB. показывая их происхождение из истощенной мантии, близкой по составу источнику MORB. Однако в этом случае при постоянстве изотопной системы необходимо допустить приток флюидов, чтобы объяснить особенности их микроэлементного состава. Значительно более разнообразны изотопные метки энсиалических дуг. Они лежат или в поле океанических островов (дуги Идзу-Бонинская, Сунда и др.), не отклоняясь от области главной мантийной корреляции, или отклоняются вправо, в с увеличением связи отношения ³⁷Sr/³⁶Sr. В первом случае очевидно, что плавящееся вещество мантийного под дугой было клина изначально обогащено по сравнению с источни-

Ком базальтов срединных хребтов (дуги Камчатская, Хонсю, Банда в Ин-Понезии и ряд других дуг Западно-Тихоокеанской окраины). Во втором — отклонения были приобретены расплавом в процессе контаминации плавящегося источника или коровой контаминации, хотя для окончательного решения этого вопроса недостаточно данных по изотопии Sr и Nd. Процесс обогащения мантийного клина летучими компонентами с привносом некогерентных элементов и тяжелых радиогенных изотопов за счет осадков и измененных базальтовых пород при субдукции или в результате глубинного метасоматоза может быть определен как контаминация источника. Добавление при подъеме в мантийную магму материала земной

Таблица 3.6

Средний химический состав пород бонинитовой серии из основания Марианской островной

		дуги		
Оксиды,	1	2	3	4
элементы				
SiO_2	53,60	55,09	60,68	67,45
TiO ₂	0,18	0.20	0.17	0,19
Al_2O_3	10.77	10,26	11,41	13,20
Fe_2O_3	2,09	2,16	1,35	1,36
FeO	6.19	5,86	5,34	3,83
MnO	0,15	0,14	0,12	0,09
MgO	15,53	15,21	10,09	3,55
CaO	6,98	5,10	4,55	3,97
Na_2O	1,00	1,51	2,84	3,78
K_2O	0,66	0,77	0,67	1,37
P_2O_5	0,05	0,05	0,05	0,06
H_2O	2,60	3,47	2,41	1,40
i	99.80	99,83	100,35	100,25
∎ n	1	2	2	1
Rb	10	10	10	7
Ba	17	23	40	42
Sr	71	95	187	283
Zr	32	38	56,5	76
Nb	5	5	6	5
Y	7	5	5	7
Ni	384	344	192	24
Cr	876	850	647	98
Ce	2,90	-	4,01	7,02
Sm	0,46	-	0,58	1,00
Yb	H.O.	И.О.	И.О.	И.О.

Примечание. 1,2 - марианиты; 3 - бониниты; 4 - высокомагнезиальные андезиты. Данные драгирования, станции 50, 28 (Bloomer, 1987). коры представляет собой высокоуровневую коровую контаминацию.

Более сложна залача vстановления процесса контаминации источника. B послелние голы появились расчеты, показываюшие возможность смешения гипотетических флюидов или расплавов ИЗ океанической плиты с мантийным источником и удовлетворительно объясняющие наблюдаемое распределение тяжелых изотопов и некогерентных элементов в породах ОД (Hoffman, 1982; Dungmuir, White. 1993; Yagodzinski et al., 1993; и др.). Однако для решения вопроса о существовании или о масштабе этого процесса должен быть накоплен дополнительный материал. Значительно более обоснован процесс коровой контаминации. Одним из доказательств ee наличия служат факты различия изотопных характеристик отдельных вулканических

Таблица 3.7

центров (Bailey et al., 1988), установленные в Курило-Камчатской дуге (рис.3.18). Кроме того, в ряде островодужных серий наблюдается позитивная корреляция между изотопными отношениями Sr и Nd и кремнеземом, свидетельствующая 0 внутрикоровой контаминации на высоких уровнях на позлних сталиях эволюнии магматических серий. Примерами такой внутрикоровой контаминации являются лавы вулкана Мон-Пеле, где установлена прямая корреляция изотопных отношений с дифференциатами известково-щелочной серии (Davidson, 1994), комплексы Сламент и Диенг на 0. Ява (Nicholls, Sukhyar, 1994). Высокоуровневая внутрикоровая контаминасвойственна неогеновым пия комплексам известково-щелочных лав о. Кунашир Курильской дуги (Фролова и др., 1985) и дуги Хонсю (Shibata, Ishihara, 1979). Два последних примера свидетельствуют о наиболее интенсивной контаминации в раннюю стадию развития дуг, обусловленной высоким тепловым импульсом в начале этапа кайнозойского магматизма. Широко проявлены внутрикоровый гибридизм и контаминация в породах вулканических дуг Средиземноморья. Прямая корреляция изотопных отношений Sr с

Средний химический состав пород ще-
лочной (шошонитовой) серии Куриль-
ской островной дуги

Оксиды,	1	2	3
элементы			
SiO_2	50,64	54,45	58,39
TiO ₂	0,58	0,59	0,56
Al_2O_3	14,39	17,27	17,56
Fe_2O_3	4,10	4,01	2,05
FeO	4,28	3,35	1,88
MnO	0,15	0,14	0,19
MgO	8,05	3,47	0,98
CaO	7,51	2,83	4,49
Na_2O	3,17	4,51	3,44
K_2O	3,50	4,96	7,00
P_2O_5	0,44	0,61	0,72
H_2O	1,27	1,67	0,31
п.п.п.	1,66	1.75	1.76
Σ	99,74	99,61	99,33
n	7	9	1
Rb	60,7	79,9	78,6
Ba	907	1273	908
Sm	664	396	446
Zr	67	86	74
Nb	2,77	2,77	2,6
Y	15,2	22,7	23,6
Ni	148	16	10
Cr	402	27	12
Ce	21,7	27,7	27,5
Sm	2,88	3,91	4,17
Yb	1,39	2,07	2,26
Th	2,19	2,33	2,18
Hf	1,61	2,08	1,82
Та	0,15	0,15	0,2

Примечание. Мыс Болотный (о. Танфильева; Цветков, Волынец. Бейли, 1993): 1 - оливиновые трахибазальты и тешениты; 2 - монцониты; 3 - трахиандезиты.

мощностью земной коры установлена для Эгейского вулканического пояса, причем в качестве вероятного контаминанта предполагается Родопское гнейсовое основание (Marchev et al., 1994).

Средний состав микроэлементов* в базальтах различных генетических

дуги

Элемен- ты	1	2	3	4	5	6	7	8
Rb	3	31,7	8,1	24,1	21,0	35,6	4,7	50,9
Ba	106	303	199	304	190	329	182	468
Sr	194	420	571	789	356	465	226	316
Th	0,7	1,43	0,1	1,94	1,46	3,03	0,68	2,24
Ta	0,10	0,10	-	-	0,09	0,12	0,10	0,40
Nb	1,2	2,5	2,1	3,2	1,7	3,0	1,4	6,3
Zr	34	76	24	56	40	78	37	199
Hf	1,06	2,0	0,62	1,59	1,21	2,15	1,08	4,52
Ce	5,8	19,7	16,2	31,2	16,4	20,3	6,9	37,1
Sm	1,55	3,9	2,8	4,51	2,97	3,46	1,59	6,22
Yb	1,66	2,15	1,27	2,33	1,83	2,29	1,08	3,49
CT	457	195	66	3,8	1360	3,1	1090	165
Ni	114	74	32	7	230	9	213	53
V	252	276	471	233	289	260	198	309
Со	52	26	43	22	53	25	51	34

Примечание. 1,2-толеитовая серия, нижнеплейстоценовые платоэффузивы о. - влк. Ветровой, о. Парамушир (3 - мелано-и 4 - лейкократовые); 5,6-влк. Эбеко, вые); 7-10 - субщелочная серия: 7, 8 - влк. Толбачик, Камчатка (7 - мелано-и 8 ва; 11, 12 - щелочная серия, шошониты о. Танфильева (11 - мелано-и 12 - лейко-1976). * Анализы выполнены доктором Дж. Бейли в Копенгагенском университете

В то же время установлено, что в большинстве вулканических серий ОД изотопные отношения Sr и Nd остаются постоянными для пород, находящихся на разных стадиях дифференциации, от базальтов до риолитов. Из этого следует, что процессы контаминации происходят преимущественно в крупных очагах, приуроченных к границе коры и мантии, на ранних стадиях дифференциации магмы, и контаминантом является в основном вещество нижней коры. Современные значения изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в фундаменте Камчатки колеблются от 0,7038 (ганальская серия) до 0,7063 (колпаковская серия; Хотин и др., 1983; Виноградов и др., 1988). Для основания коры эти значения неизвестны, но, судя по ее меланократовому характеру, они еще более низки. Следовательно, даже значительная добавка корового материала в данном случае не способна существенно изменить изотопную характеристику вулканитов.

Косвенным доказательством коровой контаминации могут служить закономерные понижения значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от фронтальных частей дуг к тыловым (Куширо, 1984; Фролова и др., 1985; Подводный вулканизм..., 1992), отражающие поперечную зональность. Этот факт объясняется ме-

Таблица 3.8

9	10	11	12	13
23,3	41,2	53,9	73,4	4,9
238	343	953	1440	48
485	644	563	372	134
0,9	1,68	1,03	1,58	0,75
-	-	-	-	3,0
8,0	6,0	2,7	3,3	5
61	75,5	54,5	70,5	85
1,0	1,65	1,12	1,70	1
20,6	30,1	20,6	29,5	15,6
3,6	5,2	2,5	3,8	3,5
1,36	1,97	1,40	2,0	3,29
597	25	395	30	317
195	23	140	15	144
325	329	257	195	314
45	27	34	19	42

серий Курило-Камчатской островной

Кунашир (1-мелано- и 2-лейкократовые); 3-6 о. Парамушир (5 - мелано- и 6 - лейкократолейкократовые); 9,10 – влк. Алаид, о. Атласократовые); 13 - базальты СОХ (Le Maitre, (Дания).

нышими возможностями ĸ лифференциации и взаимолействию с коровым материалом расплавов тыловых зон, сформированных в обстановке большей проницаемости по сравнению с расплавами фронтальных зон. Те же выволы вытекают из рассмотзначений изотопных рения отношений Sr. связанных с различиями в строении фунламента (Фролова, Перчук, Бурикова. 1989). Максимальные значения отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr свойственны флангам Курило-Камчатской дуги (Волынец, 1993), характеризующимся более мощной корой и, следовательно, меньшей проницаемостью по сравнению с центральной ее частью. В более крупном масштабе указанная закономерность выражена в различиях межли энсиматическими и

энсиалическими дугами.

Обращает на себя внимание факт отрицательной корреляции радиогенного стронция с литофильными элементами, в том числе и с материнским Rb, в ряде OД, включая и Курило-Камчатскую. В данном случае наиболее вероятно обогащение расплавов Rb в относительно недавнее время, вследствие чего не успело произойти обогащение расплава радиогенным стронцием. Судя по мантийным изохронам (87 Sr/ 86 Sr к первичному отношению 87 Sr/ 86 Sr = 0,7030), обогащение Rb совместно с другими крупноионными литофильными элементами произошло около 80 млн лет назад и было синхронно началу современного островодужного магматизма (Bailey et al., 1986), вероятно, за счет флюидного привноса. Таким образом, можно сделать вывод о мощной дегазации, связанной с формированием кайнозойского островодужного магматизма.

Данные по изотопному составу свинца уточняют роль корового компонента в генезисе островодужных магм. Его концентрация и изотопный состав как в океанических осадках, так и в континентальном коровом материале существенно выше, чем в мантии и ее парциальных выплавках, что дает возможность уловить даже малые степени контаминации (<10%). Wilson, 1988).

Островодужные магмы характеризуются в подавляющем большинст. ве высокими отношениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и особенно ²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb, по сравнению с базальтами COX, отклоняясь от области главной мантийной корре. ляции (рис. 3.19). Если в некоторых энсиматических дугах (Южно, Сандвичева, Марианская, Сунда) эти отклонения объясняются незначительной контаминацией магмы морскими осадками (Woodhead, Freser, 1985), то в других (Малая Антильская дуга) значения отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb значительно превышают таковые в осадках прилегающих океанических плит, что позволяет утверждать наличие контаминации коровым



Рис.3.9. Вариации содержаний некоторых породообразующих оксидов в породах бонинитовой серии (1) и их стеклах (2) по сравнению с ультрабазитами (3), габброидами офиолитовых ассоциаций (4) и породами известково-щелочных серий (5). На диаграмме Si-Mg-Al пунктиром оконтурена область кинетической несмесимости (Перчук, 1987)

компонентом, представленным терригенным материалом эродированных архейских щитов в субдуцированных осадках (Davidson, 1986; White, Dupre, 1986). Однако ничто не противоречит другому объяснению: непосредственному взаимодействию мантийных расплавов с архейским основанием.

Судя по изотопному составу свинца, контаминация островодужных магм коровым материалом фундамента встречается достаточно часто Так, проверка гипотезы о формировании изотопного состава свинца из галенитов юга Курильской дуги и Японии путем контаминации морских осадков показала ее несостоятельность (Волобуев, Ступникова, Зыков, 1987). В качестве альтернативы предполагается вовлечение в магмообразование и рудный пронесс вешества континентальной коры, имеюшей, согласно изотопным данным, докембрийский возраст.

В последние годы большое внимание уделяется короткоживущим изотопам Ве, возникающим в результате ядерных реакций при взаимодействии космических частиц с кислородом и азотом в верхних слоях атмосферы. Предполагается, что, попадая с осадками на поверхность Земли и в океан. ¹⁰Ве сублуцируется вместе с океаническим осалочным материалом и затем включается в магматические расплавы под островными дугами, являясь, таким образом, трассером субдукции

¹⁰Ве идеальным для этой цели, так как он должен исчезнуть при более длительных процессах рениклинга.

По имеюшимся данным со-¹⁰Ве обнаруживаются лержания преимущественно в породах ОД и редки в породах других геодинамических обстановок. Различия в его содержаниях рассматриваются как разная степень контаминачии магм ОД субдуцированными океаническими осадками. В по-Родах Курильских островов наблюдается увеличение его содержаний в центральном их сегменте В противоположность радиогенному стронцию, наиболее высокие значения которого свойственны флангам (Подводный BVлканизм..., 1992). Рассматривая



Рис.3.10. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB (Pearce, 1987), в базальтах толеитовых серий островных дуг: 1 - Южно-Сандвичева дуга, 2 - Курильская дуга, влк. Тятя, 3 - Марианская дуга, о. Агриган

(Tera et al., 1986). Сравнительно небольшой период полураспада делает



Рис.3.11. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB (Pearce, 1987), в породах толеитовой серии комплекса платобазальтов о. Кунашир Курильской островной дуги: 1 - базальты, 2 -андезиты. 3 - дациты



Рис.3.12. Распределение РЗЭ, нормализованных по хондриту, и микроэлементов, нормализованных по **N-MORB** (Pearce, 1987), в базальтах известково-щелочной серии влк. Ветровой на о. Парамушир Курильской островной дуги: 1 высоко глиноземистые **лейкократовые** базальты, 2 - высокомагнезиальные меланократовые базальты

¹⁰Ве как трассер субдукции, можно предположить, что контаминация материала океанической коры более интенсивна в центре дуги, в то время как контаминация фундамента ОД возрастает на флангах.

Однако применение ¹⁰Ве для расшифровки генетических процессов требует накопления данных по этому изотопу в породах различных геодинамических обстановок, которых пока нелос-¹⁰Ве может быть таточно. использован как трассер субдукции лишь при наличии твердых доказательств того, что он не был привнесен грунтовыми водами в процессе поверхностной контаминации и что он не образовался на месте в результате ядерных реакций (Wilson, 1988).

Стабильные изотопы служат надежным трассером контаминации коровым ма-

териалом или **гидротермами**. Поскольку отношение O/ O резко возрастает при взаимодействии пород с гидросферой и атмосферой, породы

корового происхождения всегда богаче ¹⁸О по сравнению с мантийными (рис. 3.20). Совместное рассмотрение изотопных отношений кислорода Я стронция позволяет отделить эффект коровой контаминации от процесса плавления контаминированного источника, представляющего смесь мантийного и рециклированного корового материала. В случае контаминации коры магмой происходит более интенсивное накопление ¹⁸О и соответственно быстрый рост отношения ¹⁸O/¹⁶O, в то время как в случае плавления контаминированного источника быстрее накапливается ⁸⁷Sr⁴⁸ растет отношение ⁸⁷Sr⁴⁸Csr (Wilson, 1988). Таким образом, совместное

рассмотрение темпа роста изотопных отношений кислорода и стронция позволяет уточнить природу контаминации.

На основании сопоставления данных по изотопии кислорода и стронция для некоторых дуг было твердо установлено наличие контаминации земной коры магмой. К ним относятся вулканические дуги **восточной** Японии (Matsuhisa, 1979), Индонезийские и Банда (рис. 3.21).

3.4.5. Содержание и режим летучих компонентов. Магмы ОД относительно богаты летучими И в первую очередь водой. Даже наиболее бедные летучими толеитовые магмы ОД богаче этими компонентами по сравнению с толеитами лругих обстановок. Сказанное основывается на ряде доказательств: 1) высокая эксплозивность; 2) частая встречаемость гидроксилсодержащих минералов; 3) высокое содержание кальция в плагиоклазе, связанное с вы-



Рис.3.13. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB (Pearce, 1987), в породах известково-щелочной серии вулканов Курило-Камчатской островной дуги: 1-4 - андезиты: 1 - влк. Эбеко, о. Парамушир, 2 - влк. Шивелуч, Камчатка, 3 - влк. Заварицкого, о. Симушир, 4 - влк. Менделеева, о. Кунашир; 5 - базальты влк. Эбеко

полаживанием линии ликвидуса в твердых растворах плагиоклазов при возрастании давления воды. Косвенными доказательствами являются высокая глиноземистость большинства вулканических пород как реакция на Подщелачивающее влияние воды при кислотно-основном взаимодействии элементов и их обогащенность крупноионными литофильными элементаим которые обнаруживают высокое сродство к водному флюиду.

Согласно прямым измерениям флюидных включений в минералах и валовых содержаний летучих компонентов в породах в целом, а также георетическим расчетам, преобладающим летучим компонентом в магматических расплавах ОД является H₂O, в смеси с CO₂, CO, H₂S, SO₂, HC1,



Рис.3.14. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB (Wedepohl, 1981), в кислых породах вулканов Курило-Камчатской островной дуги: 1-2 - Камчатка (1 - влк. Мутновский, 2 - влк. Шивелуч), 3-4 - Курильские острова (3 - влк. Менделеева, о. Кунашир, 4 - влк. Заварицкого, о. Симушир)

Н2, СН4. На основании экспериментального моделирования ассоциаций вкрапленников и последовательности их кристаллизации (Eggler, Kushiro, 1972; Sakuyama, 1979) содержания H₂O в базальтовых магмах ОД оценены в интервале 0.6-0.7 мас. % в оливин-толеитовых магмах ло 3 мас.% в шелочных оливиновых базальтах. Содержание волы в высокоглиноземистых базальтовых магмах, большинство которых относится к известково-шелочному типу, оценено теми же авторами в среднем 1.5 в мас.%. Все имеющиеся определения состава газовой фазы в газово-жилких включениях приликвилусных минералов базитов (Включения ..., 1978; Шека, 1983: Моисеенко, Сахно, 1982) указывают такна присутствие углекиже слоты и на существенно водно-углекислый состав флюидов (H₂O> CO₂).

Одним из методов определения содержания летучих, в частности воды, является сравнение расчетных температур ликвидусов вулканитов при данных давлениях с температурами гомогенизации расплавных включений из минералов в тех же породах. Поскольку расчетные значения, как правило, выше, чем температуры гомогенизации включений в приликвидусных оливинах базальтов разных серий, следует вывод о содержании воды в расплавах не только в известково-щелочных и щелочных магмах, но и в толеитовых. Содержание воды согласно теоретическим расчетам по этому методу, предложенному Л.Л. Перчуком (Фролова, Перчук, Бурико^о ва, 1989), варьирует от 0,5 мас.% в толеитовых магмах до 6 мас.% в из* вестково-щелочных и щелочных. Однако в этих последних оно обычно ниже приведенного верхнего предела. Сопоставление данных по растворимости летучих, превышающей их содержания в мантийных расплавах редкость чисто газовых включений и высокие значения ликвидусных теМ ператур базальтов и андезитов свидетельствуют о том, что полное насыщение расплавов флюидами достигается относительно редко.

3.4.6. Физико-химические условия магмообразования. Экспериментально было пока-(Куширо, 1984: зано Tatsumi, 1991), что магвысокомагнезиальмы ных оливиновых толеитов могут быть выплав-(сосуществуют с лены гарцбургитом) при давлениях 11 кбар (до 45 км) и 1320°С в присут-0.5%воды. ствии B насыщенных водой базальтах температуры vменьшаются до 1060°С (Hall, 1991), однако такие магмы чрезвычайно редки (см. гл. 3.4.5). Высокомагнезиальные толеитовые базальты выплавляются вблизи вулканического фронта на глубинах мантии, наибо-



Рис.3.15. Распределение микроэлемснтов, нормализованных по N-MORB (Pearce, 1987), в базальтах субщелочных и щелочных серий Курильской (1-4) и бонинитах Марианской (5) островных дуг: 1-2 шошонитовая серия Малой Курильской гряды, о. Танфильева (1 - меланократовые трахибазальты, 2 лейкократовые трахибазальты), 3-4 - субщелочная серия влк. Алаид, о. Атласова (3 - меланократовые базальты, 4 - лейкократовые базальты), 5 - бониниты

лее близких к ее границе с корой. Несколько глубже и при больших содержаниях воды выплавляются первичные магмы бонинитов (дуга Тонга; 20,7 мас.% MgO), которые находятся в равновесии с мантийным источником при 18–20 кбар и температурах 1420–1460°С в присутствии 2-5% H₂O (Данюшевский, Соболев, Кононова, 1991). Близкие к ним высокомагнезиальные андезиты, для которых также предполагается непосредственное мавление мантии, находятся в равновесии с лерцолитами при 10 кбар и 1070°С (клинопироксеновые разности) и в равновесии с гарцбургитом при 11,5 кбар и 1120°С в присутствии 7-8% воды (Tatsumi, 1991). Расплавы Щелочных оливиновых базальтов, согласно опытам Е. Такахаши и И. Кучиро (1984), сосуществуют с перидотитами мантии на глубинах 45-70 км (15–25 кбар) при температурах 1280-1410° С и содержании 3% воды в



Рис.3.16. Распределение РЗЭ, нормализованных по хондриту, в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги: А - толеитовая серия комплекса плейстоценовых платобазальтов о. Кунашир; Б - известково-щелочная низкокалиевая серия влк. Менделеева, о. Кунашир; В - известково-щелочная серия нормальной щелочности влк. Безымянный, Камчатка. Буквами обозначены породы: АБ - базальты и андезибазальты, А - андезиты, Д - дадиты

хих систем.

3.4.7. Выводы. Среди магматических пород ОД редко встречаются представители первичных магм, равновесных с мантийным субстратом, что связано с наличием системы промежуточных очагов в литосфере на пути к поверхности от области магмогенерации. Большинство базальтов

расплаве. При увеличении содержания воды глубины увеличиваются, однако незначительно. Высокоглиноземистые базальты. исходные для большинства известково-шелочных серий, равновесны с мантийными перилотитами на глубинах 50 км (17 кбар) температурах при 1320°С и содержании 1.5% воды (Куширо. 1984).

B экспериментах И. Куширо (1984) и И. Татсуми (Tatsumi, 1991) данные о летучих были условно приняты на основании оценок M. Сакуяма (1979), однако их солержания значительно более вариабельны (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989). Теоретические расчеты температур и давлений первичных магм затруД" нены редкостью таких магм на ОД, а также тем, что ликвидусные геотермометры и геобарометры для определения РТ параметров выведены для сутяготеет к водной эвтектике. Количества гидроксилсодержащих минералов, воды во включениях минералов и в стеклах, некогерентных крупноионных элементов с высоким сродством к водному флюиду закономерно возрастают от толеитовых серий через бонинитовые к известковошелочным и щелочным, свидетельствуя о росте летучих компоненгов в этом направлении.

Данные по петрогенным элементам, элементам-примесям И изотопии свидетельствуют о гетерогенности магмогенерируюшего источника магматических серий ОД, главной компонентой которого являлось расплавленное мантийного вещество клина. дополнительными — флюиды и земная кора. Контаминация дополнительными компонентами осушествлялась как на уровне магмогенерации первичного расплава, так и в процессе подъема магм к поверхности.

Повсеместное наличие двух типов базальтов — магнезиальных и глиноземистых — свидетельствует, что на ранних этапах эволюции первичных магм глав-



Рис.3.17. Вариации отношений изотопов неодима и стронция в вулканических породах островных дуг и их сравнение с таковыми в базальтах океана (N-MORB) и океанических островов (ООБ) (Arculus, Powell, 1986). Цифрами обозначены островные дуги: I - Курильская, Марианская, Новая Британия, Алеутская и северная часть Сандвичевой, II - Идзу-Бонинская, III - Сунда, IV - Малая Антильская, V - Банда

ным процессом была фракционная кристаллизация. Судя по составу минеральных ассоциаций, кристаллизация происходила в малоглубинных услоиях (не более 10 кбар) и была в большинстве случаев многоэтапной, о свидетельствует наличие нескольких парагенезисов минералов.

Наличие кумулативных разностей пород, а также "сквозных" минерапов, свойственных более ранним дифференциатам в более поздних, являстся признаком наличия под вулканами расслоенных промежуточных камер. Часто встречающаяся неравновесность минеральных ассоциаций, наичие ксенокристов, обратная зональность плагиоклазов и пироксенов, гетеротакситовые структуры являются доказательством процессов смешеия и гибридизма.



Рис.3.18. Зависимость первичного отношения изотопов стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) от содержания стронция и калиевости (K₂O/Na₂O) в базальтах вулканических серий Курило-Камчатской островной дуги: 1 - малокурильский комплекс шошонитов о. Танфильева, 2-6 - о. Кунашир: 2 - кунаширский комплекс, 3 - алехинский комплекс, 4 - комплекс плейстоценовых платобазальтов, 5 - влк. Тятя, 6 - влк. Менделеева, 7 - влк. Заварицкого, о. Симушир, 8–11 - о. Парамушир: 8 - влк. Ветровой, 9 - влк. Эбеко, 10 - влк. Неожиданный, 11 - влк. Вернадского, 12 - влк. Алаид, о. Атласова, 13 - влк. Ксудач, Камчатка, 14 - комплекс нижнеплейстоценовых базальтов, о. Парамушир

3.5. Ксенолиты и родственные включения

Ксенолиты и родственные включения широко распространены в вулканических породах ОД. Так, среди ксенолитов Курило-Камчатской дуги установлены разнообразные интрузивные породы от ультрамафитов до гранитоидов, вулканические породы преимущественно основного и среднего состава, метаморфиты амфиболитовой и зеленосланцевой, реже гранулитовой фаций, роговики, кварциты, глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, известняки, мраморы и др. (Федорченко, Родионова, 1975; Ермаков, Волынец, Колосков, 1984; Кутыев, Шарапов, 1979; Масуренков, 1979; Щека, 1983; Волынец, Хотин, Дубик, 1984). Между вме-

пающими породами и ксенолитами отмечается слабое реакционное взаииолействие, лишь в отдельных случаях имеет место подплавление, переконсталлизация или механическая дезинтеграция ксенолитов.

Подавляющее число ксенолитов относится к коровым образованиям. Ксенолиты мантийного происхождения редки. Они описаны в Японии на • Хонсю в кратере Ичиномегата и на о. Оки-Дого (Takahashi, 1986), где в вулканитах щелочных и субщелочных серий встречены шпинелевые и пагиоклазовые лерцолиты, вебстериты, верлиты. Ксенолиты ультрамафитов Камчатки рассматриваются как породы верхней мантии (Кутыев, Шарапов, 1979) или как отторженцы офиолитовых комплексов (Колосков, Волынец, Пополитов, 1983; Щека, 1983).

Распределение ксенолитов обусловлено особенностями геологического положения выносящих их вулканов. С выходами древнего фундамента связаны ксенолиты гранитоидов, а гипербазиты приурочены к крупным разломам.

Широко распространенные родственные включения обладают общими особенностями состава с вмещающими их вулканитами (Волынец и др., 1978: Колосков.

1978; Ермаков, Волынец. Колосков. 1987; Шека, 1983; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989; Агculus, Wills, 1980; и др.). Они являются всегла более меланократовыми (рис. 3.22) по сравнению с выносящими их породами и имеют базитовый состав, относясь к интрузивной, гипабиссальной, редко эффузивной фациям. Доля последних повышается по мере роста кремнекислотности щающих Включения

руглую



Рис.3.19. Вариации отношений изотопов свинца в базальтах различных геотектонических структур (Church, 1973, 1976; вме- Кау et al., 1978; Меіјег, 1976; Sun, 1980): 1 - Алеутские оспород. трова, 2 - Каскадные горы, 3 - Марианские острова, 4 имеют Тайвань, 5 - Курильские острова (Журавлев и др., 1985). угловатую или ок- Оконтурены осадочные породы Тихого (I) и Атлантичеформу. ского (II) океанов



Рис.3.20. Теоретическая двухкомпонентная кривая смешения в системе ¹⁸O- ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Отношения на каждой кривой обозначают пропорцию Sr мантии к пропорции Sr в коровом контаминанте или во флюиде (James, 1981): 1 - источник контаминации, 2 - вновь образованная кора

Внутренняя структура включения часто срезается его границами, многие из них дезинтегрированы до отдельных минералов. Более мелки включения с гипабиссальными структурами — от нескольких сантиметров ЛО первого десятка сантиметров, возрастая в породах интру. зивного облика до метра и более.

Базит-гипербазитовые включения интрузивного облика обладают разнообразными текстурами: массивными, пористыми, такситовыми и

ритмично-полосчатыми. Редко встречаются шаровые включения с зональным строением, напоминающие орбикулы в шаровых габбро. Часть включений обладает типичными магматическими структурами: крупнозерни-



Рис.3.21. Вариации изотопов кислорода (¹⁸O) и кремнезема в породах островных дуг в процессе чистой фракционной кристаллизации (I) и при участии (контаминации) корового вещества (II) (Hawkesworth, 1982)

стыми, кумулативными, содержащими в интеркумулусе интерстициальное стекло с игольчатыми микролитами плагиоклаза или порфировидными с офитовой основной мас-Структуры сой. свилетельствуют о двух этаформирования пах глубинном и приповерхностном с разной длительностью каж-Другая ЛОГО ИЗ них. часть включений несет следы перекристаллизации и частичного подплавления с замещением струкмагматических тур. Наложенные про**пессы** в большинстве случаев предшествовали попаданию включений в расплав (Кутыев, Шарапов, 1979; Щека, 1983; Фролова и др., 1988; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989).

По составу среди этих включений выделяют две группы: алливалит **рекритовую** и верлит-кортландит-пироксенит-габбровую. Первая ассоциирует преимущественно с вулканитами низкокалиевых толеитовых серий, вторая — с известково-щелочными и субщелочными породами, хотя эта корреляция не является жесткой.

Во включениях первой группы (см. рис. 3.22, А) помимо низкокремнеземистых алливалитов и эвкритов присутствуют троктолиты, оливиновые **габбро-нориты**, реже анортозиты, габбро и диориты, образующие единую генетическую серию. Наиболее ранним парагенезисом в ней являются оливин (Fa_{18-20}) в ассоциации с хромистой шпинелью и плагиоклаз ($An_{82.95}$). Впоследствии к ним присоединяются пироксены, преимущественно клинопироксен-авгит (Fs_{10-15}), титаномагнетит и спорадически роговая обманка (Малая Антильская дуга; Arculus, Wills, 1980). Необычный парагенезис высококальциевого плагиоклаза и относительно железистого оливина объясняется низкощелочным ультраизвестковым составом магм и фракционированием раннего высокомагнезиального оливина.

Среди включений второй группы (см. рис. 3.22, Б) помимо ультрамафитов встречаются оливиновые, безоливиновые и роговообманковые габбро, габбро-диориты и редко диориты. Наиболее ранним парагенезисом в этой группе являются высококальциевый авгит и хромистый магнетит. Впоследствии к ним присоединяется роговая обманка, а в габброидах титаномагнетит и плагиоклаз (An₈₅₋₅₀). Поскольку во всех включениях наиболее ранним минералом на ликвидусе является высокомагнезиальный оливин со шпинелью, исходный расплав на диаграмме плавкости базальтовой системы Р1-О1-Срх в обоих случаях находился в поле оливина. Однако в первом случае в результате фракционирования оливина расплав **достигал** котектики O1-P1, в то время как во втором — тот же процесс Фракционирования приводил к достижению котектики O1-Cpx (см. рис. 2.12). Указанные различия в ходе кристаллизации расплава обусловлены смещением фазовых границ на диаграмме плавкости в зависимости OT вариаций сухого и водного давления. Оба эти параметра более высоки в верлит-пироксенитовой серии, что подтверждается непосредственными замерами содержаний воды в интерстициальных стеклах включений, практически сухих в алливалитах и содержащих до 2% воды в пироксенитах. Дальнейшем расплавы обоих серий достигают эвтектики O1-P1-Срх, °Днако в алливалит-эвкритовой серии это происходит при кристаллизации клинопироксена, всегда ксеноморфного по отношению к двум более раним минералам — оливину и плагиоклазу, а в верлит-пироксенит-габбровой — краннимоливину и клинопироксену присоединяется плагиоклаз. В вулканитах, расположенных на крупных разломах (разлом Фосса-Магна,



Япония; субширотный разлом, ограничивающий с севера вулканический пож Восточной Камчатки), известны включения с ранними приликвидусными кристаллами роговой обманки, что свидетельствует о высоком водном и общем давлении. Богатые роговой обманкой включения характерны известково-щелочных и субщелочных серий, которые, таким образом, являются более глубинными (Yagi, Takeshita, 1987).

Генетическое родство включений и вмещающих их пород выражается в сходстве состава интерстициальной массы и расплава в минералах включений с базальтами соответствующих серий; в наличии в базальтах реликтов высокотемпературных парагенезисов в виде ксенокристаллов и их сростков, аналогичных таковым во включениях; в родственных чертах химического состава; в общих особенностях в распределении элементовпримесей (Фролова и др., 1988; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989); тождестве изотопных отношений (Bailey, Larsen, Frolova, 1987); в сходстве состава включений с отдельными парагенезисами минералов во вмещающих породах при модельном фракционировании соответствующих серий (Фролова, Дриль, 1993; табл.3.9). Сказанное дает возможность рассматривать большинство включений как фрагменты расположенных под вулканами очаговых зон (преимущественно кумулативной природы), захваченные при вулканических извержениях. Включения, попавшие в расплав полностью раскристаллизованными, представляют собой фрагменты интрузивных тел, возникших за счет ранних порций внедрившейся родственной магмы. Возможны и другие способы происхождения включений. Так, шаровые орбикулярные включения рассматриваются как ликвационные (Сывороткин, 1991). Таким образом, напрашивается вывод о гетерогенности родственных включений.

Полнокристаллические включения подвергнуты ряду преобразований, которые выражены в дроблении, трещиноватости, блочном погасании минералов, особенно плагиоклаза, а также бластезе с образованием роговиковой структуры, сложенной теми же минералами. На магматические ассоциации наложены процессы амфиболизации темноцветных минералов, образования друзовых структур, нарушения поверхности зерен с появлением газовых включений и ямок травления, вплоть до подплавления (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989). Эти явления объясняются высокотемпературным (до 1200°С) газовым метасоматозом, которому подвер-

Рис.3.22. Диаграмма AFM для включений и вмещающих пород различных вулканов Курило-Камчатской островной дуги (Irvine, Baragar, 1971): А - включения интрузивного облика (оливин-анортитовые) вулканов: 1 - Заварицкого, 2 - Менпелеева, 3 - Ксудача. Залитые знаки 4, 5, 6 соответствуют их включениям. Б включения эффузивного и гипабиссального облика вулканов: 1-2 - Безымянного в з - Кизимена. Залитые знаки соответствуют включениям. Т и ИЩ обозначают поля развития толеитовых и известково-щелочных серий соответственно

глась часть интрузивных включений после своего образования до попада. ния в расплав (Кутыев, Шарапов, 1979).

Включения эффузивного и гипабиссального облика базальт-андези.

Таблица 3.9

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO	43 42	44 89	42.06	47 23	56.81	56.81	49 16	53.85	62 58
TiO	0.17	0 14	0.06	0.72	0.87	0 74	1 10	0.86	02,38
AlaOa	23.11	23 59	0,00	21 10	15 29	15 41	17 93	18 01	16.88
FeaOa	2 35	1 15	0.26	5 52	4 05	3 66	9.07	3.14	4 25
FeO	5.62	3.89	8.09	4.70	3.80	3.22	4.02	5.60	0.82
MnO	0.11	0.08	0.15	0.15	0.14	0.15	0.17	0.16	0.08
MgO	10.06	8.69	47.71	5.05	8.59	6.65	5.21	4,81	3.20
CaO	13,81	16,61	0,48	10,37	8,75	7,47	9.80	9,30	5.20
Na ₂ O	0,73	0,48	0,21	3,36	3,46	4,09	2,29	2,67	4.40
K_2O	0,03	0,02	0,05	0,72	0,92	0,98	0,53	0,89	1,47
P_2O_5	0,01	0,002	0,02	0,40	0,21	0,21	0,04	0,09	0,18
H_2O	0,22	0,08	0,10	0,14	0,22	0,17	-	-	0,10
п.п.п.	0,31	0,26	0,17	0,30	0,40	0,40	-	-	0,12
C	99,95	99,91	100,26	99,80	99,85	99,95	99,32	99,38	99,76
Rb	0,6	0,5	0,6	17,1	13,3	15,0	24,4	22,5	36,9
Ba	25	17	21	541	348	308	236	416	509
Sr	246	291	2,4	1070	508	553	276	300	585
Co	42	34	116	29	33	28	43	25	14
Ni	39	52	2380	1	118	139	14	12	26
, Cr	141	253	3260	3,6	344	294	14,6	21	74
V	183	84	45	337	249	163	145	181	102
Zr	2,5	1,6	5,9	73	73	93	63	121	122
Hf	0,5	0,5	0,3	2,05	2,23	2,42	1,52	2,76	2,57
Th	0,5	0,3	0,5	0,88	0,78	0,91	0,59	1,34	1,34
Nb	0,9	0,8	0,2	0,9	3,1	3,00	-	-	2,6
• La	0,7	1,0	0,6	8,9	8,2	8,3	3,79	7,7	9,9
Ce	1,0	1,5	<1	18,8	20,3	20,6	9,41	19,8	21,2
Ge	1,4	1,5	1,2	1	1,6	1,6	-	-	1,3
Nd	1,01	1,0	<10	11,3	10,3	10,7	14,6	12,1	0,40
Sm	0,35	0,30	0,20	3,1	2,8	2,7	2,59	3,12	2,1
Eu	0,32	0,40	0,06	1,2	0,97	0,93	0,95	1,08	0,70
Tb	0,23	0,40	< 0,05	0,57	0,48	0,45	0,71	0,54	0,34
Yb	0,30	0,20	< 0,20	1,75	1,66	1,81	2,07	2,45	1,30
Lu	0,17	0,30	<0,03	0,29	0,24	0,28	0,32	0,39	0,22
Y	3,4	2,5	2,9	-	16	18	-	-	-
Ga	-	-	1	21	17	19	-	-	17

Средний химический состав родственных включений вулканов Курило-Камчатской островной дуги

Базальт-андезитового состава широко распространены в кислых и средних **породах** известково-щелочных, а также субщелочных серий и известны **под** названием гомеогенных (Фролова и др., 1992). Концентрация включений достигает 5-10% от объема вулканических пород. Среди них выделяются однородные по текстуре с четкими границами, являющиеся литифицированными фрагментами гипабиссальных тел, и зональные с мелкозернистой закалочной каймой, захваченные в жидком или частично рас**кристализованном** состоянии. Структура включений порфировая или серийнопорфировая с своеобразной **"каркасной"** основной массой, с лейстовидными до скелетных и игольчатых зернами, погруженными в прозрачное пористое вулканическое стекло. Подобные структуры свидетельствуют о быстром застывании в условиях переохлаждения (см. рис. 3.7).

Повсеместно распространенный парагенезис вкрапленников состоит из плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксена и магнетита. Спорадически присутствуют оливин и кварц в неравновесной ассоциации, а в породах с повышенным содержанием щелочей встречается роговая обманка. Зерна ее более ранней приликвидусной генерации обычно замещены агрегатом безводных минералов — плагиоклазом, пироксеном и титаномагнетитом, что свидетельствует о резком понижении давления в процессе подъема включений. Ряд признаков, а именно: наличие неравновесных парагенезисов как во включениях, так и во вмещающих породах (например, кварца и оливина); закаленных кайм; двух этапов кристаллизации медленной, равновесной при образовании вкрапленников и быстрой, в условиях переохлаждения при затвердевании "каркасной" основной массы — позволяет принять гипотезу о том, что значительная часть включений представляла капли основного расплава (Фролова и др., 1992). Этот расплав, скорее всего, был частично раскристаллизован и попал в более холодную и более кислую магму, застыв в ней в условиях переохлаждения.

Быстрое застывание вызывает резкое увеличение вязкости капель, появление закалочных кайм и препятствует гомогенизации магмы. Чем больше разница температур между вмещающей магмой и каплей, тем вероятнее образование включений (Bacon, 1980), а при близких объемах смешивающихся магм возникают неоднородные гетеротакситовые текстувстречающиеся в средних и кислых породах. По сравнению с базитипербазитовыми включениями интрузивного облика значительный про-

Примечание. 1-6 – базит-гипербазитовые включения интрузивного облика; 1-2 – оливин-анортитовые (алливалит-эвкритовые) включения влк. Завариикого и Менделеева (1) и Ксудача (2); 3-6 – верлит-пироксенит-габбровые меланократовые включения влк.Шивелуч (3 – верлит-пироксенит, 4 – габбро-пироксенит, 5 – габбро-амфиболит, 6 – роговообманковое габбро); 7-9 – базитовые включения эффузивного и гипабиссального облика (7 – базальт, 8 – андезибазальт, влк. Безымянный, 9 – андезит, влк. Шивелуч). цент включений с эффузивной и гипабиссальной структурами попал расплав в жидком состоянии. Наложенные процессы перекристаллизации в твердом состоянии для включений гипабиссального и эффузивного облика не характерны. Пористые текстуры, свойственные подавляющему большинству включений всех групп, являются результатом обогащения остаточного расплава включений летучими вследствие ретроградной кристаллизации в изолированной системе.

Изучение включений позволяет сделать выводы, уточняющие прел. ставления о первичном составе и эволюции магматических расплавов:]) родственные включения отражают разные этапы эволюции промежуточных магматических камер, попадая в выносящую их магму в разной степени консолидации — от полностью затвердевших до расплавленных; 2) вынос родственных включений, представляющих собой фрагменты придонных частей камер, более ранних родственных интрузивных образований или капель расплава, свидетельствует, что в промежуточные очаги неоднократно поступают новые порции глубинных магм, стимулирующих внутриочаговую конвекцию; 3) базальты ОД, судя по наличию комплементарных им низкокремнеземистых включений, не отвечают исходным магмам, а являются результатом их эволюции в системе промежуточных очагов и камер; 4) широкое распространение родственных базитовых включений в андезитовых вулканах является доказательством образования андезитов в результате эволюции более основной базитовой магмы; 5) процессы смешения расплавов разных стадий дифференциации, а также расплавов с дезинтегрированными твердыми включениями играют существенную роль в эволюции островодужных магм; 6) ксенолиты и родственные включения подвержены перекристаллизации при процессах метасоматоза, обусловленного наличием глубинных флюидных потоков; 7) различия в составе приликвидусных парагенезисов родственных включений говорят о менее глубинных условиях формирования толеитовых серий, чем известково-щелочных.

3.6. Латеральная зональность

На ОД наблюдаются поперечная и продольная зональности. Поперечная зональность выражается в смене от фронта дуги к ее тылу толеитовых серий известково-щелочными, а затем щелочными (рис.3.23). Она была установлена Х. Куно (1959), связавшим ее с увеличением глубины выплавления магм, зависящей от положения СФЗ. Увеличение щелочности в направлении от фронта к тылу привело к попытке установления корреляции между содержанием калия и глубиной до СФЗ (Dickinson. 1975). Однако эта корреляция оказалась неоднозначной даже в пределах отдельно взятой дуги, изменяясь в результате вариаций мощности, состав земной коры, а также ряда других причин. В результате поперечной ³⁰ нальности от фронта к тылу ОД происходит изменение многих парамет ров: 1. Уменьшаются объемы магм, поступивших на поверхность в результате вулканизма. Так, для севера дуги Хонсю общий объем вулканических пород сокращается от 2900 до 28 км³, количество вулканов — от 🛿 в зоне, примыкающей к вулканическому фронту, до 2 на расстоянии 150-200 км к западу от него, средний объем пород на один вулкан — от **16** до 14 км³ в том же направлении (Sugimura et al., 1963). 2. Увеличивается содержание летучих компонентов, в частности воды и фтора (Куширо, 1984), и уменьшаются температуры ликвидуса базальтовых расплавов. Относительно широкое развитие получают амфиболы, появляются слюды. 3. Увеличивается щелочность с возрастанием содержания калия и связанных с ним крупноионных элементов (Rb, Sr, Ba, Th, U), уменьшаются отношения K/Rb, Rb/Sr, Sr/Ca, Ba/Ca, общее содержание РЗЭ и отношение La/Yb, возрастает агпаитовость (Na+K/Al₂O₃) и увеличивается содержание высокозарядных элементов (Ti, Zr, Ta, Nb) вследствие общей недосыщенности расплавов кремнеземом. 4. Возрастает степень окисленности магм, фугитивности кислорода for которая выражается в И отношении Fe₂O₃/FeO, которые, как известно, дают прямую корреляцию с общей щелочностью. 5. Уменьшаются отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Куширо, 1984), что, вероятно, связано с уменьшением степени взаимодействия расплавов с земной корой. 6. Увеличиваются вариации ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, свидетельствующие о возрастании гетерогенности источника расплавов (Подводный вулканизм..., 1992). 7. Уменьшаются объемы кислых и средних пород, что связано с уменьшением степени дифференциации расплавов при большей проницаемости земной коры.

Перечисленные факты свидетельствуют об увеличении глубины выплавления магматических расплавов от фронта к тылу с изменением состава мантийного источника от деплетированного к обогащенному (исчезновение в тылу дуг низкокалиевых серий); погружении геоизотерм и уменьшении магматических выплавок в том же направлении; поступлении поверхность в тыловых зонах расплавов, более близких к первичным (более магнезиальных). Таким образом, поперечная зональность определяется закономерным изменением условий генерации и эволюции магматических расплавов под ОД. Она усложняется общим смещением активного вулканического пояса ОД во времени по направлению к их тыловой зоне, что в большей или меньшей степени прослеживается во всех ОД.

Помимо поперечной зональности в ОД наблюдается зональность по **простиранию** (продольная). Она отражает различия в составе и мощности **земной** коры, геологическом строении, геодинамической обстановке, теп **повом** потоке, которые обусловлены блоковым строением дуг. Так, в се **верном** звене Курило-Камчатской дуги увеличивается щелочность магма **ческих** пород и одновременно уменьшается количество низкокалиевых **срий** и объемы средних и кислых дифференциатов. В Малой Антильской **ч** толеитовые серии преобладают на севере, известково-щелочные — в центральной группе и щелочные базальты и базанитоиды - на юге (Brown et al., 1977). При этом уровень щелочности не обнаруживает корреляции с расстоянием до выхода СФЗ на поверхность (Фролова и др., 1987). Главную роль играют мощность земной коры и жесткость фундамента. Так, в пределах северного звена Курильской дуги, заложенного в юго-восточном



борту древнего Охотского свода, мощность земной коры максимальна менее 33 км (Злобин, 1988), а возможно, и до 40 км (Аносов, Жильцов, Суворов, 1982). Более жесткий фундамент свойствен и южному звену малой Антильской дуги, по сравнению с более северными ее звеньями. Именно они являются областями развития щелочных пород, которые приурочены, таким образом, к жестким блокам с устойчивым растяжением в режиме, близком к рифтовому.

Уровень щелочности, особенно калиевый, увеличивается в зонах поперечных разломов (Курило-Камчатская дуга; Сывороткин, 1987; Подводный вулканизм..., 1992), а также в крупных зонах проницаемости (разлом Фосса-Магна; **Aramaki**, **Ui**, 1982). Разломы определяют также различный уровень щелочности в разделяемых ими блоках.

Связь продольной зональности с характером фундамента подтверждается двумя обстоятельствами: 1) особенности магматизма устойчивы во времени (повышенная щелочность Курильской дуги на севере, начиная с неогена); 2) в сложно построенных энсиалических дугах, залегающих на длительно формирующемся фундаменте, продольная зональность выражена более четко. Итак, латеральные изменения вещественного состава вулканических пород, наблюдаемые на ОД, определяются как изменением условий генерации и эволюции магм под ОД от их фронтальной части к тыловой, так и геологическим строением фундамента дуг и геодинамической обстановкой.

3.7. Происхождение и эволюция магматических пород

Проблема происхождения первичных магм вулканических поясов, расположенных над СФЗ, широко дискутируется. По И.Татсуми (Tatsumi, 1991), вещественный состав первичных магм определяют три стадии: 1) возникновение капель исходного расплава в астеносфере на стыках минералов при температурах, близких к солидусу, когда расплав приобретает некоторые геохимические характеристики, в частности изотопные отношения и уровень содержания некогерентных элементов, сохраняющиеся впоследствии и являющиеся его "родимыми пятнами"; 2) прогрес-

Рис.3.23. Схема расположения четвертичных вулканов в северо-восточной Японии (Кипо, 1966; Katsui et al., 1974); 1 - базальты (толеитовые, высокоглиноземистые и щелочные), 2 - пироксеновые андезиты (толеитовые и известково-щелочные), 3 - пироксеновые (роговообманковые) андезиты (известково-шелочные), 4 - биотитовые известково-шелочные андезиты, 5 - дациты и риолиты (толеитовые и известково-шелочные). Размер знака отражает объем вулканического материананобольший диаметр >80 км³, средний от 80 до 20 км³ и наименьший <20 км³ (Sugimura, 1965). Пунктирными линиями показано: АБ - расположение вулканического фронта относительно глубоководного желоба, ВГ - граница между толеитовыми и известково-шелочными сериями, ДЕ - граница между известковочеслочными и щелочными сериями сирующее парциальное плавление и сегрегация магмы с миграцией в верхнюю часть мантийного клина в форме диапира; поскольку диапир не является закрытой системой, состав магм изменяется путем реакции с окружающим субстратом; 3) отделение магмы от частично расплавленного диапира с потерей контроля минералами последнего над расплавом. В момент отделения магма находится в равновесии и с мантийным источником. Именно ее следует называть первичной. В дальнейшем состав расплава контролируется P-T-H₂O в месте его нахождения.

3.7.1. Первичные магмы и их происхождение. Все первичные магмы ОД формируются над СФЗ. Выделяются следующие типы первичных мантийных магм: толеитовый, известково-щелочной, субщелочной, щелочной, бонинитовый. Выделенные типы не являются дискретными, скорее всего в каждый из них входит целое семейство расплавов (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989). Предполагается также существование андезитовых и риодацитовых коровых первичных магм.

Все особенности вещественного состава магм, имеющих мантийный генезис, определяются углублением зоны их генерации от фронта к тылу, сопровождаемым возрастанием флюидной массы с увеличением отношения CO_2/H_2O и степени ее окисленности. Зона генерации разных типов магм от толеитовых и бонинитовых до щелочных углубляется параллельно СФЗ, что естественно предполагает их функциональную связь. Однако характер этой связи до конца не установлен. Дискутируется два варианта: парциальное (или полное) плавление океанической плиты, т.е. источником магм является область СФЗ; парциальное плавление мантийного клина.

Согласно первому варианту плавление предполагается в асейсмичных участках СФЗ на глубинах 125-250 км (Kuno, 1959). Их наличие, по СА. Федотову (1991), объясняется быстрой потерей субдуцируемой плитой упругих свойств при плавлении, а тепло, необходимое для плавления, выделяется при деформации плиты в процессе ее погружения, но степень плавления при этом оказывается очень низкой (не более 1%). Экспериментальные данные показывают, что плавление в океанической плите может иметь место раньше, начиная с 35-40 км (10 кбар). При этом образование водных расплавов толеитовых базальтов возможно до глубин 80 км, пока породы океанической плиты сохраняют минералогию зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Согласно экспериментам (Holloway, Burnham, 1972) плавление в этом случае должно быть полным. Однако возможности образования островодужных базальтов за счет субдушируемой плиты противоречат по крайней мере два обстоятельства. Температуры в СФЗ слишком низки, чтобы обеспечить полное плавление океанической плиты на этих глубинах. Кроме того, вулканический фронт. ограничивающий магматизм в пределах ОД, пересекает СФЗ гораздо глубже (около 125 км), чем возможное начало ее плавления по экспериментальным данным (35-40 км), т.е. именно там, где плита приобретает "эклогитовую" минералогию, потеряв значительную часть воды, лишь небольшая часть которой еще остается связанной в серпентинитах третьего слоя. Плавление на таких глубинах требует более высокой температуры и противоречит "водному" характеру островодужных магм.

Представления об образовании островодужных базальтов за счет суб **пущированной** океанической коры на глубинах, соответствующих эклогитовой фации, были высказаны также **Б.Маршем** (Marsh, 1982). Он предположил, что до 60% базальтов Алеутской дуги является результатом плавления плиты при давлениях больших, чем 25 кбар, считая что мантийный источник слишком богат MgO и беден Al, чтобы образовать лейкократовые базальты ОД. Однако данные об образовании лейкократовых базальтов в результате дифференциации более богатых магнием расплавов (см. **п.3.7.2)**, а также о непосредственном выплавлении глиноземистых лейкократовых базальтов на глубинах 30-40 км за счет перидотитов (Грин, Грин, Рингвуд, 1970; Рябчиков, 1987) противоречат сказанному. Таким образом, приведенные доказательства происхождения базальтов ОД за счет плавления океанической плиты не убедительны.

Значительно более обоснованной в настоящее время представляется гипотеза об образовании островодужных базальтов за счет перидотитов мантийного клина. При всем разнообразии деталей этого процесса (Грин, Рингвуд, 1968; Рингвуд, 1981; Batiza, 1979; Kay, 1980) фактом являются экспериментальные данные И.Куширо (1984) и Й. Татсуми (Tatsumi, 1991) о том, что наиболее магнезиальные толеитовые базальты ОД, близкие к первичным магмам, могут находиться в равновесии с перидотитами мантии на глубинах 35-45 км, т.е. значительно выше глубин, на которых вулканический фронт пересекает СФЗ. Было показано также, что перидотиты мантийного клина существенно обогащены летучими компонентами и растворенными в них элементами (так называемый "островодужный источник").

Плавление перидотитов при общем давлении 11–20 кбар и более высоком содержании воды (2-5, местами до 8%; см.гл.3.4.5) приводит к образованию первичных магм бонинитов и высокомагнезиальных андезитов (Tatsumi, 1991). Наличие оливиновых вкрапленников в них, более магнезиальных, чем в толеитовых базальтах, свидетельствует о невозможности их формирования за счет кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы (Tatsumi, Ishizaka, 1982), однако не исключает вероятности их гибридного происхождения (см. гл. 3.4.2; Перчук, 1987).

Широко распространено представление, что источником летучих, определяющих геохимический профиль островодужных магм, является дегидратация материала субдуцируемой океанической коры в результате Разложения водных минералов (амфибола, флогопита, клиногумита и серпентина), присутствующих в ней на разных глубинах. Водные флюиды рассматриваются как переносчики и концентраторы крупноионных элементов, высокое содержание которых является характерной чертой островодужных магм. Как показано экспериментально (см.гл.3.4.2), поля устойчивости минералов, содержащих высокозарядные элементы (циркон, сфен, рутил, перовскит), возрастают в водных условиях, а также при высоких значениях f_{O2} , что свойственно островодужным магмам и определяет низкие содержания в них этих элементов.

Олнако вопрос о природе флюида, играющего столь большую роль в генерации островодужных магм, остается дискуссионным. Рассмотрение его во всех случаях как результат дегидратации океанической плиты несостоятелен. Если даже принять наличие субдукции как реального процесса, необходимо учитывать, что в ряде ОД СФЗ имеет очень крутое падение (например, Марианская ОД) и поднимающиеся из нее флюиды просто не могут быть причиной гидратации всей астеносферы под ОД. Это становится очевидным и для дуг с более пологим падением СФЗ, если учесть, что нет резкой границы между тыловым магматизмом ОД и фронтальным магматизмом примыкающих к ним окраинных морей. Известно, что субщелочные образования тех и других близки пространственно по вещественному составу. Толеитовые базальты ОД и ранних этапов развития ОМ также обладают общими чертами, однако по мере эволюции магматизма в ОМ они становятся очень близкими к базальтам MORB, и нет оснований считать их образованными за счет островодужного источника. Значительно естественнее объяснить магматизм ОД и ОМ наличием единого плубинного диапира, фронтальная часть которого концентрирует флюиды эндогенного происхождения, хотя добавка корового флюида, как это следует по изотопным данным, несомненно имеет место. Подтверждением наличия значительной эндогенной составляющей во флюиде являются данные по составу высокотемпературных (до 940°C) фумарольных газов вулканов ОД (влк. Мерапи в Индонезии; Symonds et al., 1988; влк. Кудрявый на о. Итуруп; Бочарников, Шмулович, 1995), в которых согласно изотопии кислорода 70% имеют магматическое эндогенное происхождение. Кроме того, эксперименты по растворимости К в водном флюиде в равновесии с флогопитом (Ryabchikov, Boettcher, 1980) показали резкое его увеличение с ростом давления от 4г/100г H₂O при 11 кбар до 25г/100г Но при 30 кбар. Таким образом, привнос значительных количеств калия и других крупноионных элементов более вероятен в случае весьма плубинного происхождения флюида.

Концепция о том, что магмогенерация под ОД возникает в астеносфере мантийного клина, причем его материал, обогащенный летучими компонентами, является главным источником при генерации островодужных магм, представляется наиболее обоснованной. Дополнительными источниками являются: мантийная часть литосферы, залегающая над астеносферой, бедная литофильными элементами в энсиматических и богатая ими в энсиалических дугах; океаническая или континентальная кора,
результате тех или иных процессов оказавшаяся на уровне магмогенера-

Важнейшую информацию о магмообразующем источнике поставляют магматические породы, определяющие состав выплавок. В наиболее магнезиальных, близких к первичным магмам базальтах Курило-Камчатской дуги для выявления состава мантийного субстрата, родоначального для разных типов магм, был проведен анализ содержаний РЗЭ на основе предположения об образовании всех базальтов из однородной по составу мантии с "плоским" распределением РЗЭ (La/Yb=1), дважды превышающим хондритовый уровень (Bailey, Frolova, Burikova, 1989). Согласно модели А.Николса и др. (Nicolas, Boudier, Bouchez, 1980), при средней степени плавления мантии (2-20%), сложенной шпинелевыми и амфиболовыми лерцолитами, возникают базальты с отношением La/Yb=0,1-0,5, что подтверждает высказанное предположение об их формировании из деплетированного источника. Существенно отличаются по характеру этого отношения высокомагнезиальные базальты субшелочных серий (La/Yb=4.5-4,9), приближаясь к таковому в базальтах, образованных при 10% плавления гранатового лерцолита (рис. 3.24).

Таким образом, базальты Курило-Камчатской ОД не могут быть получены из единого по минералогии и составу источника, что можно интерпретировать как вертикальную, а возможно, и латеральную неоднородность плавящейся мантии под ОД. Возможно, что эта неоднородность частично определяется более ранними эпизодами плавления. На рис.3.24 видно также, что состав субстрата является более значимым фактором, чем степень его плавления. Проведенный анализ подтверждает вывод И. Куширо (1984), что степень плавления увеличивается к фронтальным частям руг.

Смена типов магм от фронтальной части ОД к тыловой в последовательности толеитовый (бонинитовый) — известково-щелочной — субщелочной — щелочной тип соответствует углублению области зарождения магм, включающей вначале деплетированную, а затем примитивную мантию в плагиоклазовой, шпинелевой и, вероятно, гранатовой фациях. Если особенности примитивных низкокалиевых толеитовых базальтов (см. гл. 3.6), близкие к таковым в океанических толеитах, указывают на их происхождение из деплетированного астеносферного источника типа **MORB** при относительно высокой степени плавления, то субщелочные и щелочные базальты, наоборот, обогащены легкими литофильными элементами и образовались за счет примитивной или метасоматически обогащенной мантии. В том же направлении увеличивается и количество водного Флюида (см. гл. 3.6). Однако распределение последнего в мантии неоднородно. Наиболее высокая степень флюидной переработки и метасоматичеких изменений наблюдается в глубинных зонах проницаемости, отраженна поверхности тектоническими нарушениями. Так, процессы флюидной переработки недр (мантийный метасоматоз) были близки по времени (см. гл. 3.4.5), а возможно, и предшествовали становлению четвертичной системы Курило-Камчатской ОД, являясь одним из звеньев общей эндогенной активизации.

Итак, расплавы, в которых гомогенизируется материал различных источников, обосабливаются в исходных очагах под ОД и, несмотря на различия в составе, приобретают некие общие особенности по сравнению с магмами других геотектонических обстановок, порождаемых геологической спецификой, которая создается над СФЗ. К ним относятся: 1) повышенные, хотя и варьирующие, содержания летучих компонентов, среди



Рис.3.24. Вариации отношений Yb и La/Yb в базальтах вулканических серий Курило-Камчатской островной дуги в условиях парциального плавления разных составов шпинелевого, плагиоклазового (I-IV) и гранатового (V) лерцолитов: 1 - кунаширский комплекс, о. Кунашир, 2 - крабозаводский комплекс, о. Шикотан, 3 - влк Заварицкого, о. Симушир, 4 - комплекс платобазальтов, о. Кунашир, 5 - влк. Менделеева, о. Кунашир, 6 - влк. Ксудач, Камчатка, 7 - влк. Тятя, о. Кунашир, 8 - влк-Алаид, о. Атласова, 9 - влк. Мильна, 10 - влк. Ветровой, о. Парамушир, 11 средний состав мантии, 12 - степень парциального плавления мантии

соторых главная роль принадлежит воде; 2) высокая степень окисленности расплавов и 3) высокая степень дифференциации первичных магм, причем последние весьма редко поступают на поверхность. Эти особенности определяются обстановкой преобладающего тектонического сжатия и соответственно пониженной проницаемости земной коры (литосферы).

3.7.2. Эволюция первичных магм. Представления о процессах формирования первичных магм, скрытых в глубинах Земли, наряду с установленными фактами, включают в себя элементы предположений. Отделившись от области магмогенерации, первичная магма при подъеме вверх сегрегируется в крупные скопления, где начинаются процессы кристаллизации, которые позволяют более определенно проследить ее дальнейшую эволюцию. Полобные скопления (промежуточные очаги или камеры) возникают на разных уровнях в зависимости от соотношения плотностей расплава и вмещающего субстрата (Куширо, 1984). Чаще всего этот уровень близок к границе коры и мантии, где происходит наиболее резкое изменение плотностей. Толеитовые базальтовые магмы, обычные для фронтальных частей дуг, обладают большей плотностью, чем плотность нижних частей коры, в результате чего они не могут подняться и фракционируют у ее подошвы, одновременно взаимодействуя с ней. Взаимодействие становится более интенсивным в случае повышенного содержания летучих компонентов. Некоторые исследователи предполагают (Takahashi, 1986), что летучие и большое количество тепловой энергии, освобождающейся на границе кора-мантия, вызывают парциальное плавление основания коры, где образуются известково-щелочные магмы. Менее плотные и богатые летучими первичные магмы субщелочных и щелочных базальтов не требуют столь длительной дифференциации с фракционированием ранних минеральных фаз, вследствие чего среди них чаще встречаются представители первичных магм.

Дифференциация с фракционированием сопровождается магматической и флюидно-магматической дифференциацией, разными типами взаимодействия расплавов с материалом земной коры, океанической и континентальной, смешением магм, раскристаллизованных в разной степени.

Кристаллизационная дифференциация определяет появление двух **Рендов:** анортозитового и железистого. Первый может быть осуществлен **в** различных типах магм, как нормальной щелочности, так и щелочных. **н** связан с фракционным разделением ранних фаз, возникающих в ман **ийных** магмах, — оливина и плагиоклаза — и приводит к образованию **Реобладающих** лейкократовых высокоглиноземистых и комплементар **им** меланократовых высокомагнезиальных базальтов. Богатство анор **итовой** составляющей по сравнению с нормативным составом пород сви **стельствует**, что фракционирование осуществляется после дегазации ис-ДНой магмы, в переохлажденном расплаве. Фракционирование при об**чазовании** лейкократовых базальтов подтверждается находками гомеоге-

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	. 1
SiO ₂	49,71	51,26	51,31	52,43	52,20	54,56	54,79	60,21
TiO ₂	0,74	0,88	0,71	0,75	0,80	0,88	0,90	0,76
Al_2O_3	14,97	17,80	17,72	17,21	17,06	17,58	17,65	15.61
∑FeO	10,57	11,03	11,03	11,52	11,48	10,94	10,98	10.25
MnO	-	-	0,19	0,20	0,19	0,21	0,18	0,21
MgO	13,03	6,70	5,10	5,25	5,26	3,24	3,25	2,42
CaO	9,00	10,11	10,09	9,86	10,05	9,04	9,07	6,56
Na_2O	1,56	1,88	2,27	2,39	2,69	3,15	3,14	3,38
K_2O	0,28	0,34	0,36	0,38	0,30	0,41	0,35	0,63
I	99,86	100,00	98,78	100,00	100,03	100,00	100,31	100,31
Объем								
диффе-								
ренциа-								
тов, отн. %	100	82,9.	-	75,6	-	55,8	-	30.4
Сумма								
\mathbf{R}^2	-	0,254	-	0,250	-	0,009	-	0,767

Гипотетическая схема фракционирования серии пород

Примечание. Анализы (мас. %): 1 - гипотетический состав первичной вы-1974); 2 - состав глиноземистого базальта, полученный при фракционировании лава; 3 – средний состав глиноземистого базальта (Биндеман, 1990; Campbell, полученный при фракционировании из состава 3 парагенезиса 0,8%Ol(Fa₂₀) + кократового базальта серии; 6 - состав андезибазальта, полученный при фра-(Fs₁₈)+ 12,2%Pl(An₈₀) + 1,0%Mt из состава 5; 7 - средний состав андези базафракционировании парагенезиса 9,4%Cpx(Fs₁₉) + 1,8% Opx(Fs₃₁) + 29,8%Pl состав андезита серии; 10 – состав кумулата 14,2%Ol(Fa₁₀) + 2,8%Cpx(Fs₁₃); И Cpx(Fs₁₃); 12 – состав реального алливалитового включения из пород вл к. За-Pl(An₈₀) + 1,0%Mt; 14 - состав кумулата 9,4%Cpx(Fs₁₉) + 1,8%Opx(Fs₃₁) + 29,8% сидам.

иных включений анортозитов и богатых плагиоклазом алливалитов в этм породах, а также расчетами. Вычитание 20% интрателлурического плагиоклаза из состава базальтов о. Виндикейшен (Южно-Сандвичева дуга) дает состав, близкий к среднему составу базальтов этой ОД (Фролова, Рудник 1974).

В табл.3.10 приведена модель эволюции толеитовой серии вулкана Заварицкого (Центральные Курилы), рассчитанная при допущении, что главным процессом являлась фракционная кристаллизация (Фролова, Дриль, 1993). Объемы последующих дифференциатов были отнесены к первичному объему исходного расплава, условно принятому за 100%. Составы минералов в модельных фракционируемых парагенезисах соотве

вулкана Заварицкого

9	10	11	12	13	14
59,18	42,57	45,21	44,40	45,89	48,62
0,88	0.05	0,18	0,13	0,53	0,99
15.29	1,37	24,45	25,88	15,68	20.17
10,25	8.44	4,64	5,65	12,75	11,35
0,21	-	0,08	0,09	0,12	0,14
2,46	43,98	7,37	7,68	11,05	11,59
6,43	3.59	17,48	14,52	12,98	11,59
4,03	-	0,59	0,68	1,00	2,87
0,53	-	-	0,04	-	-
99,86	100,00	100,00	99,35	100,00	100,00
	-			-	
-	17,1	7.3	-	19,8	25,4

плавки для пород низкокалиевой серии (Myashiro, **14,2%Ol(Fa₁₀) + 2,8%Cpx(Fs₁₃)** из первичного расп- **Титет.** 1985); 4 - состав лейкократового базальта, **5%Pl(An**₉₃) + 1,% Cpx(Fs₁₃); 5 - средний состав лейкционировании парагенезиса **5%Ol(Fa**₃₀) + 7,9%Cpx льта серии; 8 - состав андезита, полученный при **(An**₆₂)+ 4,5%Mt из среднего состава 7; 9 - средний - состав кумулата 0,8%Ol(Fa₂₀ + 5%Pl(An₉₃) + 2,8% **Варицкого**; **13** - состав кумулата **5%Ol(Fa**₃₀) + **12,2% Рl(An**₆₂) + 4,5%Mt. Сумма R² - сумма невязок по октствуют реально наблюдаемым в вулканических породах. Прелполагается лва этапа фракционирования: оливина(Fa10 с неболыним количеством Cpx И неучтенной хромистой Sp), приводящее к формированию базальтов, близких по составу к срелним базальтам Курильской дуги (Федорченко, Абдурахманов, Родионова, 1989); Р1+ +01+Avg+Mt c ofpaзованием лейкократового базальта (ан. 4), илентичного по состаприродному лей-BV кократовому базальту (ан. 5), серии при этом минеральный софракционируестав мых парагенезисов типичен лля состава кумулатов низкокалиевых серий, отвечая алливалитам (ан. 12) габбро-норитам и

(ан.13, 14); на более поздних стадиях фракционирования образуются андезибазальты и андезиты (ан.6, 8), полностью отвечающие реальным пороам (ан.7, 9). При этом расчетное количество получаемой андезитовой жикости равно 30,4% от первоначального объема расплава, что значительно ревышает реальный объем среднекислой пирокластики вулкана. Совпадение природных и расчетных составов позволяет говорить о возможноти процесса фракционной кристаллизации до андезитов включительно, °бладающих повышенной железистостью (толеитовые андезиты; Иванов, 1990).

Неоднократно проведенные балансовые расчеты, показывающие возможность получения высокоглиноземистых базальтов при фракционировании высокомагнезиальных составов (Uto, 1986; Gill, 1981; Фролова, Дриль, 1993; и др.), а также обнаружение раннего бесплагиоклазового па, рагенезиса высокомагнезиальных темноцветных минералов-узников в высокоглиноземистых базальтах (влк. Ключевская Сопка; Озеров, 1993) свидетельствуют о том, что совместно встречающиеся **высокомагнезиаль**, ные и высокоглиноземистые базальты образовались из единого расплава в результате процесса кристаллизационной дифференциации (рис. 3.25).

Учитывая экспериментальные данные (Грин, Грин, Рингвуд, 1979) об образовании в мантии при давлениях около 9-10 кбар базальтовых пер. вичных магм, обогащенных глиноземом, можно говорить о двух типах высокоглиноземистых базальтов: дифференциатах и первичных магмах, более глубинных, чем толеитовые.

Второй — железистый тренд характерен для толеитовых базальтовых магм с низким окислительным потенциалом, что, вследствие невозможности ранней кристаллизации Fe-Ti оксидных фаз, способствует сохранению железа в расплаве до поздних стадий эволюции, поскольку его удаление происходит только в результате вхождения в состав темноцветных минералов (Osborn, 1959). Он особенно четко проявляется на более поздних этапах эволюции, после разделения на лейко- и меланократовые разности. На рис.3.8 видно, что для толеитовых пород ОД не характерен столь высокий рост железистости, как для толеитов океана. Это определяется некоторым повышением флюидного давления в очаге по сравнению с сухими" условиями формирования океанических базальтов, что сдвигает состав эвтектики в сторону плагиоклаза относительно оливина и пироксена (см. рис.2.12) и приводит к повышению глиноземистости расплава. Наряду с алюминием в расплаве накапливаются более кислотные компоненты по сравнению с магнием и кальцием — железо, титан, фосфор, повышается степень окисленности железа, увеличивается отношение К/№ вследствие кристаллизации плагиоклаза. Таким образом, увеличение содержания летучих компонентов ограничивает темп накопления железа и повышает глиноземистость магм. Вследствие этого в ОД вместо железистых базальтов и исландитов, характерных для океана, появляются толеитовые андезиты и андезибазальты (Gill, 1981), не достигающие столь высокой железистости. Дальнейшее резкое замедление роста железистости, определяющее время кристаллизации Fe-Ti оксидных фаз, на диаграммах железистость — кремнезем (см.рис.3.8) фиксирует смену толеитового тренда дифференциации на известково-щелочной, а это свидетельствует 🛽 том, что по крайней мере часть известково-щелочных серий является производными толеитовых магм.

Если кристаллизационная дифференциация определяет пути эволю ции толеитовых островодужных магм, то в остальных сериях наряду с ней значительную роль играют и другие процессы петрогенезиса, и тренл эволюции является результатом их сложной интерференции.

Один из таких процессов — флюидно-магматическая дифференциа-

несмотря на то что большинство первичных магм недосыщено летучими компонентами, влияние их на эволюцию магматических расплавов доказано экспериментально и теоретически. Наличие многочисленных разноуровневых магматических очагов (см. рис. 3.25) и камер в литосфере ОД способствует дегазации, а также накоплению летучих компонентов наряду с изменением их состава при подъеме магм к поверхности. Это приводит к изменению котектических и эвтектических отношений в расплаве и соответственно хода кристаллизации и фракционирования. Так, осушение" магмы в очагах приводит к интенсивной кристаллизации плагиоклаза при некоторой задержке кристаллизации оливина (Йодер, 1954). Приповерхностная дегазация, сопровождаемая возрастанием степени кристалличности, резко увеличивает вязкость остаточных магм, определяя характер извержения, в частности появление экструзий и субвулканических тел. Накопление флюидов в апикальных частях расслоенных по составу очагов определяет увеличение гидроксилсодержащих минералов в средних и кислых дифференциатах, перенос и перераспределение ряда



Рис.3.25. Схематическая модель эволюции вулканов низкокалиевых (а,б) и сре-Днекалиевых (в,г) вулканических серий, эволюционирующих до андезитов и бомес кислых пород: а - влк. Менделеева, б - влк. Заварицкого, в - влк. Эбеко, г влк. Шивелуч: 1 - неоген-четвертичные образования, 2 - "гранитный" слой земной коры, 3 - гранулиты, базиты, кристаллические сланцы, 4 - амфиболиты, 5 сриферические(коровые) магматические очаги и комплекс родственных субвуканических образований, 6 - расслоение магматического расплава в глубинном °чаге с образованием интрузивных базитов, 7 - мантийный перидотит (истощеный), 8 - зона плавления мантийного вещества, 9 - отделение магматического Расплава и сопровождающих его флюидов, 10 - граница Мохо и граничная скорость, км/с; А, Б - магматические очаги: А - периферический, Б - глубинный компонентов, в первую очередь щелочей и других элементов, обнаружи, вающих сродство к флюиду (гигромагматофильных). Этот процесс заканчивается вулканическими взрывами с выбросом пирокластики и кислых пемз.

Окислительно-восстановительные условия в области генерации первичных расплавов близки к таковым в верхней мантии и находятся в области буферного равновесия QFM. Дегазация первичных магм, в частности избирательная диссипация водорода, является одним из эффективных механизмов повышения летучести кислорода в эволюционирующих магмах до буферного равновесия NNO и выше (Биндеман, Фролова, 1993) при подъеме к поверхности Земли. Определяемое этим процессом увеличение доли магнетита среди кристаллизующих фаз приводит к достижению так называемой "окислительной" области T – fo, и к изменению дальнейшего хода эволюции. Так, в субщелочных и щелочных расплавах кристаллизация магнетита, наряду с другими факторами, повышающими fo, может оказаться достаточной для преодоления термального барьера. разделяющего при низких давлениях нефелин-и кварцнормативные магматические жидкости. В результате дифференциатами щелочных магм оказываются не трахиты и фонолиты, а щелочные риолиты и андезиты (Кадик, Луканин, Лапин, 1990).

Компонентный состав флюидов также влияет на ход эволюции, хотя вопрос этот еще далеко не изучен. Высокие содержания флюидных компонентов при наличии среди них углерода в щелочных магмах при дегазации ведут к экстракции кальция, тем самым повышая щелочной потенциал расплава (Perchuk, Kushiro, 1985). Содержания хлора и фтора во флюидной фазе оказывают различное влияние на состав и особенности эволюции расплавов. Так, хлоридный флюид в условиях высокого давления летучих обогащается кальцием, щелочами, железом, в то время как остаточный расплав — кремнекислотой, глиноземом и магнием, т.е. в нем усиливается известково-щелочная тенденция. Накопление глинозема в конечных кислых членах серий может привести к появлению модальных высокоглиноземистых минералов (граната, реже корунда и силлиманита), обычно связываемых с контаминацией корового материала (Мартынов, 1986). Восстановленные фторсодержащие флюиды способствуют обогащению расплава железом.

Высокоуровневое взаимодействие первичных мантийных магм с субстратом при их дифференциации по пути к поверхности проявляется значительно интенсивнее, чем на этапах формирования первичных мантий' ных расплавов (см. гл. 3.4.4). Оно может осуществляться путем как контаминации (ассимиляции), так и магматического замещения. Представления о процессе магматического замещения как ведущего при образовании андезитов и кислых пород известково-щелочных серий (Маракушев, 1971) основываются на работах Д.С. Коржинского (1952) по гранитизации являются дальнейшим их развитием. При магматическом замешении базальтовая магма трансформируется в андезитовую, взаимодействуя с коновым субстратом и стабилизируясь на андезитовом минимуме температуры (Ишбулатов, 1977). С ростом флюидного давления тот же процесс с достижением более низкотемпературной эвтектики приводит к образованию гранитной магмы. Положительным моментом гипотезы магматического замещения является решение проблемы пространства при образовании больших объемов расплавов. Олнако, как показывает анализ экспериментальных материалов (Попов, 1981), температурный андезитовый минимум, являющийся необходимым условием его реализации, существует только в условиях мантийных давлений и исчезает в области коровых. Неясным остается также вопрос о происхождении таких высоких содержаний летучих компонентов в мантии, которые могли привести к длительной фильтрации самостоятельной флюидной фазы, образующей трансмагматические потоки, с учетом того, что растворимость летучих в базальтовых расплавах, как известно, обычно выше их средних содержаний. Поскольку высокие содержания летучих затрудняют подъем расплавов к поверхности, трудно предположить образование вулканических пород, в частности андезитов, путем магматического замещения, в отличие от интрузивных процессов гранитообразования. Кроме того, магматическое замещение коры расплавами, если оно имеет место, не всегда может быть обнаружено в породах, так как оно представляет собой процесс трансформации одной магмы в другую с достижением последней физико-химического равновесия.

Больше признаков взаимодействия с корой сохраняется при контаминации, являющейся неравновесным процессом. Наличие процессов контаминации первичных магм с коровым материалом доказывают: 1) прямая корреляция мощности и сиаличности фундамента с объемами конечных (предельных) членов эволюции — кислыми породами; 2) большие объемы кислых членов вулканических серий в зонах пониженной проницаемости (фронтальных зонах по сравнению с тыловыми); 3) наличие неравновесных парагенезисов вкрапленников, появление обратной зональности плагиоклазов и темноцветных, особенно характерное для средних и кислых ипов пород, что свидетельствует о включении в магму контаминанта; 4) Щирокое развитие ортопироксенов и высокая кальциевость плагиоклазов, характерные для расплавов при добавлении в них высокоглиноземистого материала. согласно реакции H. Боуэна (1928)_ Al₂O₃+SiO₂+ ⁺Ca(Mg,Fe)Si₂O₆=CaAl₂Si₂O₈+(Mg,Fe)SiO₃; 5) наличие коровых ксенолиов с реакционным взаимодействием их с расплавом; 6) слабость коррелячионных связей между элементами и их значительная дисперсия; 7) высочие содержания литофильных элементов-примесей и легких редких земель; 8) увеличение тяжелых изотопов Sr и Pв, повышенные значения О. Соответствующие примеры приведены в гл. 3.4.4 и 3.4 5.

149

Согласно расчетам (Бабанский, Рябчиков, Богатиков, 1983) усвоение толеитовым расплавом около 8% высокоглиноземистой кристаллической породы фундамента Камчатки приводит к образованию магмы Высоко. глиноземистого базальта, исходного для известково-щелочных серий. Процессы контаминации минимальны в энсиматических дугах (Южно. Сандвичева, Марианская, Тонга) и максимальны в энсиалических дугах, подстилаемых континентальным фундаментом (Япония, Индонезия, дуги Банда, Сунда и др.).

Взаимодействие расплава с фундаментом наиболее распространено в известково-щелочных сериях, которые формируются в длительно развивающихся вулканических центрах с системой промежуточных очагов, с широким развитием андезитов и более кислых пород. Эти процессы детально описаны на Камчатке (Иванов, 1990), на о. Гренада (Малые Антильские острова; Thirwall, Graham, 1984; Davidson, 1986), на о. Кунашир (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989), о-вах Санторин и Милос в Эгейском море (Barton et al., 1982), в восточной Японии (Matsuhisa, 1979), на дугах Банда и Сунда (Magaritz, Taylor, 1976) и во многих других местах. Процессы контаминации дополняют и стимулируют дифференциацию расплавов, как это было установлено еще Н. Боуэном, причем высокомагнезиальные и одновременно более высококремнеземистые расплавы бонинит-марианитовых серий требуют для образования андезитов и более кислых пород значительно меньших примесей корового материала, чем низкокремнеземистые первичные расплавы (Бабанский, Рябчиков, Богатиков, 1983).

По мере стабилизации магм вблизи гранитной эвтектики и их насыщения летучими компонентами увеличивается возможность отделения флюида в самостоятельную фазу и одновременно разделения элементов между флюидом и расплавом. Наибольший эффект такого разделения достигается в предельных по кремнезему кислых магмах, где происходит увеличение кислотных свойств флюидов. Это способствует уменьшению общего содержания щелочей в расплаве за счет выщелачивания при возрастании отношения калия к натрию.Последнее удовлетворительно объясняется большим сродством калия к расплаву по сравнению с флюидом (Перчук, Фролова, 1979).

Роль смешения магматических расплавов в эволюции вулканических серий ОД широко дискутируется в последние годы. Петрологические кригерии, свидетельствующие о наличии в ОД смешанных гибридных вулканических пород, приведены выше (гл. 3.4.1; 3.4.8; 3.5), а также в многочисленных работах (Попов, 1984; Фролова и др., 1992; Sakuyama, 1981; Nixon 1988; и др.). Характерной особенностью таких пород является генетическая общность ингредиентов смешения, что позволяет оценивать этот процесс как автосмешение (термин В.С. Попова). Процесс этот широко развит известково-щелочных сериях, значительно реже в толеитовых и шелочных Появились и данные о смешении в бонинитовых сериях (Umino, 1986).

Экспериментальное воспроизведение процессов смешения расплавов Koyguchi, Sunagawa, 1985; Биндеман, Перчук, 1991; и др.) показало, что эффективность конвективного смешения магм при их совместном движении невелика. причем базальтовый расплав достаточно быстро модифицируется в андезибазальтовый и андезитовый, а состав кислого расплава меняется мало. В то же время обилие меланократовых включений в более кислой магме показывает, что гибридизация кислой магмы осуществляется путем проникновения в нее капель более основной магмы. Поскольку температурное равновесие между этими в разной степени нагретыми магмами устанавливается раньше, чем их химическое взаимодействие (Биндеман, 1991), составы расплавов выравниваются при кристаллизации (см. гл.3.5). Гибридные породы возникают в расслоенных очагах или системе очагов, выполненных в разной степени эволюционировавшими порциями магмы, при пополнении верхних частей очага или верхних камер порциями высокотемпературных базальтовых магм из нижних частей магматической колонны. Часть андезитов и андезибазальтов, возможно, является результатом непосредственного смешения расплавов, что может быть установлено по наличию трендов смешения элементов на петрохимических диаграммах, существенно отличающихся от трендов дифференциации, подчиняющихся законам релеевского фракционирования.

Ликвационные явления, ведущие к обособлению в базальтах нодулей сиалических пород (Маракушев, 1984), устанавливаются достаточно часто, однако породообразующая роль андезитов и кислых пород подобного генезиса, по всей вероятности, незначительна. Примерами являются "лавы Хузи", сложенные оливиновыми базальтами со шлирами андезитового состава (Куно, 1964), капли стекла андезитового и дацитового состава, встреченные в базальтах Южно-Эгейской дуги. В большинстве случаев явления жидкостной несмесимости свойственны толеитовым сериям с высокой железистостью, т.е. происходят в относительно восстановительной обстановке (буфер W-M). Предполагается, что ликвационное образование кислых пород может иметь место в бонинитовых магмах, которым свойственны низкие летучести кислорода (Рябчиков, 1987).

3.7.3. Андезиты и кислые породы островных дуг. Одна из важных особенностей магматизма ОД — широкое развитие известково-щелочных серий, в которых главную роль играют андезиты. В отличие от кислых пород, разные типы которых развиты в разнообразных тектонических обстановках, андезиты — широко распространенные типоморфные породы АО.

Гипотезы андезитообразования разделяются на гипотезы первичного роисхождения, подразумевающие непосредственное выплавление перичных андезитовых магм, и гипотезы вторичного происхождения, в котовых андезиты рассматриваются как производные базальтовых магм. В кастве источников андезитов предполагаются субдуцируемая океаниче-

ская плита в СФЗ, вещество мантийного клина или базитовые породы континентальной коры. Первое предположение рассматривалось выше, разделе о генерации первичных базальтовых магм, где было показано, что более вероятным источником расплавов является мантийный клин. И. Ку широ и Х. Йодер (Kushiro, Yoder, 1969) на основе фазовых отношений предположили. что в синтетической системе MgO-SiO₂-H₂O, соответствующей перидотитам мантии, могут быть образованы магмы более кислые, чем базальты. Однако эксперименты показали, что андезитоподобные жидкости в интервале от 10 до 25 кбар существенно отличаются по составу от реальных андезитов ОД (Nichols, 1974; Mysen, Boettcher, 1975). Кроме того, на основании экспериментальных данных установлено, что андезитовая магма. выплавленная из мантийного перидотита. должна была бы содержать оливин, закристаллизованный вблизи ликвидуса. Приближение к составу реальных андезитов наблюдалось при добавлении небольшого количества СО₂ к воде, однако, когда мольная доля СО₂ была равной или превышала таковую H₂O, расплавы становились щелочными и полностью теряли сходство с андезитами. Возможно, что соотношение CO₂ и H₂O во флюиде определяет уровень щелочности островодужных магм (Mysen, Arculus, Eggler, 1975). Единственным типом андезитов, которые могут представлять первичную магму, выплавленную из мантийного клина, являются бониниты и высокомагнезиальные андезиты (см. гл. 3.7.1).

Выплавление андезитовой первичной магмы из базитового слоя континентальной коры имеет геологические ограничения: андезиты известны и fc энсиматических OД, следовательно, лишь часть андезитов может иметь подобное происхождение. Тем не менее возможность образования андезитовых магм, не обнаруживающих генетической связи с базальтовой мантийной магмой, в результате плавления континентальной земной коры подтверждается экспериментальными исследованиями и геологическими данными, причем состав расплава отражает состав плавящейся коры.

Гипотеза корового образования андезитов Камчатки и Кавказа при плавлении амфиболитов предложена Ю.С. Геншафтом (1979) на основании экспериментов, а Н. Пихлером и В. Цейлем (Pichler, Zeil, 1972) для андезитов Анд на основании данных геологии и петрологии. Доказательством переработки земной коры вулканическими процессами являются также геофизические данные: установление под вулканическими районами аномальной мощной зоны, по свойствам являющейся переходной от коры к мантии, со сложным распределением сейсмических скоростей, вплоть до присутствия слоев с их инверсией (Балеста, 1991). Так, в Авачинской группе вулканов зафиксированы увеличения скоростей по всен мощности коры по мере приближения к вулканической группе от 5.9 до 6,8 км/с на глубине 5-8 км. Эти данные свидетельствуют не только о наличии магматических очагов, но и о переработке коры с изменением со состава вокруг этих очагов и камер. Можно предположить, что наблюдае изменения происходили в результате истощения корового вещества сиалическими компонентами в процессе палингенного плавления. Поскольку температура в низах коры ниже, чем требуется для плавления андезитов, источник необходимого тепла указанные исследователи видят в подкоровом внедрении базальтовой магмы. Главной проблемой является несоответствие изотопных составов андезитов коровым. Однако данных по изотопии низов континентальной коры очень мало и они неоднозначны.

Гипотезы вторичного происхождения андезитов пользуются широкой популярностью. К ним относятся: фракционная кристаллизация базальтовой магмы в качестве единственного процесса или осложненная взаимодействием с материалом земной коры (магматическим замещением, контаминацией) и процессами смешения. Реальность вторичного происхождения андезитов подтверждается их широко распространенной тесной пространственной и временной связью с базальтами, а также общими с ними чертами вещественного состава; принадлежностью к одному и тому же типу петрогенетической серии с сохранением главнейших ее особенностей, в том числе типа щелочности; обилием родственных включений более основного состава, чем вмешающая порода: наличием "сквозных" парагенезисов минералов в породах разной кремнекислотности; сходным характером распределения малых элементов (см. рис 3.13, 3.16); сходством изотопных отношений Sr, Nd, Pb. Сказанное свидетельствует, что подавляющая часть андезитов толеитовых и известково-щелочных серий является производными базальтовых магм.

Фракционная кристаллизация базальтовой магмы с образованием андезитов теоретически может осуществляться при высоких и низких давлениях. При высоких давлениях фракционирующими фазами являются пироксен и гранат — "эклогитовое фракционирование", когда предупреждается обогащение железом вследствие феррофильного характера граната (Hall, 1987). Однако гранат чрезвычайно редок в андезитах, следовательно, кристаллизация при высоких давлениях не является ведушим процессом. Другой способ избежать накопления железа при фракционировании появление вблизи ликвидуса магнетита или роговой обманки, что возможно при более низких давлениях, окислительной обстановке (Osborn, 1959, 1979) и водных условиях. Д. Гилл (Gill, 1981), проанализировав имеющиеся данные, пришел к выводу о том, что наиболее обычным способом образования андезитов является фракционирование из базальтовой магмы парагенезиса P1+Opx и/или Ol+Avg+Mt (POAM). Наши расчеты по Фракционированию подобного парагенезиса из толеитовых базальтов влк. Заварицкого на Курильских островах (см. выше) подтверждают выводы Д. илла. В более водных известково-щелочных магмах существенную роль ^вобразовании андезитов играет роговая обманка (Yagi, Takeshita, 1987).

Кроме того, значительная часть андезитов известково-щелочных се-

рий несет следы процессов контаминации. Признаки этого процесса перечислены выше и соответствующие примеры многочисленны (см. гл. 3.7.2). Главным возражением являются изотопные ограничения. Однако мы уже упоминали о том, что данные о радиогенных изотопах в нижней части континентальной коры, которая является наиболее вероятным контаминантом, весьма скудны и неоднозначны.

Смешение основных и кислых магм (Anderson, 1976; Sakuyama, 1979; Биндеман, 1991) как один из путей образования андезитов, основанное на широко распространенной неравновесности минерального состава этих пород, является, очевидно, второстепенным процессом.

Кислые породы ОД представлены преимущественно дацитами. В отличие от андезитов они не имеют площадного распространения, а приурочены к отдельным ареалам, положение которых определяется блоками земной коры повышенной мощности с гранитно-метаморфическим слоем. Установлена связь кислых пород с центральными частями крупных вулканокупольных структур, которые характеризуются мощными эндогенными потоками глубинного вещества и энергии и более высоким тепловым потоком (Масуренков, 1991). Примером служит дуга Хонсю, где они появляются уже на ранних этапах, обусловливая антидромную последовательность магматизма, а также южная часть Курильской дуги, где повышен тепловой поток по сравнению с дугой в целом и где кислые породы возникают неоднократно в течение неоген-четвертичного времени.

Преобладают два типа кислых пород. Первый из них относится к конечным членам толеитовых серий и представлен преимущественно дацитами с редкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Они относительно бедны калием, легкими литофильными элементами и характеризуются низкими значениями тяжелого Sr. Так же, как и толеитовые андезиты, они являются либо дифференциатами основных мантийных магм, либо результатом плавления их твердых производных (см. табл. 1.3, тип I). Выделяются высококалиевые дациты, сходные по составу со стеклами в бонинитах и пространственно сопряженные с ними, что позволяет рассматривать их как дифференциаты этих пород. Они известны преимущественно в дугах с маломощной корой (Брайан, 1983).

Кислые породы II типа (см. табл. 1.3) тесно связаны с известково-шелочными андезитами, наследуя особенности их состава, в частности более высокие содержания калия и сопутствующих ему элементов. Среди них возрастает роль риодацитов, этот тип богат пемзо-пирокластическими образованиями и приурочен к заключительным этапам эволюции крупных вулканических построек, являясь преобладающим в ОД. Он тесно связан с известково-щелочными андезитами и близок им по генезису.

Наиболее редки в ОД породы III типа (см. табл. 1.3), представленные помимо пемз, лав и пирокластов также игнимбритами и приуроченные крупным вулканическим депрессиям и кальдерам. Это средне-и высокока**пиевые** дациты, риодациты и риолиты, практически тождественные кислым породам окраинно-континентальных поясов **андского** типа, что позволяет также считать их образовавшимися либо при значительном участии корового компонента, либо при палингенезе. Примером являются вулканическая постройка Хангар на Камчатке, ряд крупных кальдер дуги Хонсю.

В составе кислых пород от первого типа к третьему уменьшается роль мантийного и возрастает роль корового компонента наряду с увеличением роли флюидов.

3.8. Выводы

1. Магматические породы ОД образовались в результате сложного взаимодействия гетерогенных источников, как твердых, мантийных и коровых, так и флюидных, смешение которых происходит в различных пропорциях.

2. Взаимопереходы между первичными магмами различных серий от толеитовых к щелочным отражают переходы между истощенным и обогащенным веществом мантийного клина, который является их главным **источником**.

 На островных дугах широко развит смешанный мантийно-коровый магматизм, что определяется обстановкой сжатия и соответственно уменьшением проницаемости и созданием разноуровневых очагов и камер, где осуществляются дифференциация и смешение материала в условиях концентрации флюидов.

4. Магмогенерирующий глубинный диапир, питающий магматизм как ОД, так и ОМ, поднимается со стороны последних, достигая верхней кульминационной точки у вулканического фронта, что подтверждается поперечной зональностью ОД с углублением магмообразования в направлении их тыловой части. Подобное положение диапира позволяет предполагать широко развитые явления надвигания разуплотненной литосферы ОД на океан.

5. Магматизм ОД носит созидательный конструктивный характер, приводя к увеличению мощности земной коры в результате поступления в нее больших объемов мантийного материала, с последующим ее расслоением: наращиванием базальтового слоя снизу за счет кумулатов и формирования верхней коры путем выноса расплавами вверх салического материала.

ГЛАВА 4. МАГМАТИЗМ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО (АНДСКОГО) ТИПА

Как было сказано выше, *активные континентальные окраины* (АКО) имеют много общего с ОД, относясь к единому классу **структур**, сопряженных с СФЗ. Они также являются областями широкого развития известково-щелочных серий, однако роль средних и кислых пород здесь возрастает, а роль базальтов уменьшается. Это связано с расположением вулканических поясов на континенте с мощной корой, вносящей **сущест**. венный вклад в магмообразование. На позднем этапе развития им свойственны неотектонические орогенные поднятия, значительно превышающие таковые в ОД.

4.1. Общая характеристика и глубинное строение

АКО развиты вдоль всего западного побережья Америки. Однако северная и южная части Американского материка по тектоническим структурам и магматизму существенно отличаются друг от друга.

Западная окраина Северной Америки, представлявшая в раннем кайнозое АКО андского типа (Зоненшайн и др., 1976), в миоцене претерпела перестройку, приведшую к широкому развитию эпиорогенного рифтогенеза. В настоящее время лишь в Каскадных горах продолжается орогенный известково-шелочной вулканизм. Здесь протягивается пояс крупных современных вулканов (Лассен-Пик и др.) на фоне общего поднятия региона до высот в 4000 м. Западная окраина Северной Америки лишена ГЖ и связанной с ней СФЗ, за исключением небольшого участка напротив Каскадных гор. Срезание полосовых магнитных аномалий Тихого океана береговой линией, так же как и отсутствие желоба, позволяет предположить. что Северо-Американский континент в кайнозое был надвинут на океан (Зоненшайн и др., 1976). Глубины океана за пределами шельфа нарастают постепенно, как в ПО, а континентальные базальты, развитые на примыкающих к континенту подводных плато, свидетельствуют о недавнем погружении западного его края. Таким образом, континентальная окраина Северной Америки в позднем кайнозое существенно отличается от таковой Южной Америки и относится к особому калифорнийскому (колумбийскому) типу (см. гл. 3.6).

Моделью АКО является западная часть Южной Америки, где интенсивный четвертичный магматизм связан с одним из высочайших горных сооружений Земли — Андами. Краевые вулканические пояса, заложенные на обособленных континентальных блоках в пределах Западно-Тихоокеанской окраины (Япония, Новая Зеландия и др.), по многим особенностям своего строения, в частности по наличию сопряженных с ними окраинных морей и магматизму, отличаются от Андского вулканического пояса и обладают сходством с ОД, представляя собой крайнее выражение энсиали



Рис. 4.1. Распределение активного вулканизма вдоль Андских Кордильер в Южной Америке (Harmon et al., 1984), с дополнениями (Thorpe et al., 1982, 1984): 1 -Действующие вулканы известково-шелочного типа; 2 океанические хребты и поднятия; 3 - границы плит; 4 - Участки Анд, обладающие наиболее мощной (более 50 км) континентальной корой; 5 - континентальная часть материка, подстилаемая корой палеозойского и более молодого возраста; 6 - зоны отсутствия активного вулканизма с подьемом и эрозией пояса грачтного батолита; 7 - Южно-Американский глубоковолный желоб. Буквенные обозначения: А - щелочной Улканизм, S - шошонитовый вулканизм; CB3 - северная вулканическая зона, ЦВЗ - центральная вулканическая зона, ЮВЗ - южная вулканическая зона

ческого их типа.

Анды протягиваются на 10 000 км вдоль всего запада Южно-Американского побережья (рис. 4.1) и представляют собой мезокайнозойский складчатый пояс. вступивший в кайнозое в орогенный этап развития, сопровождавшегося интенсивным воздыманием начиная с палеогена. B кайнозое Анлы развивались режиме в AKO современной с асимметричным расположением свойственных ей геоструктур. В настоящее время в Андской АКО выделяются с запада на восток: Перуанско-Чилийский ГЖ, континентальный склон и осалочная терраса (аналог преддужья), Береговая Кордильера. вулканические пояса Западной и Восточной Кордильеры, разделенные межгорным прогибом (грабеном) Альтиплано. и Предандийский тыловой прогиб. примыкающий к Южноплатфо-Американской рме. Четкая поперечная зональность Анд осложняется продольной, связанной с различиями в строении фундамента, которые отражаются в составе вулканических Выделяется три пород. сегмента: Северный (Эк-





вадорско-Венесуэльский), Центральный (Перуанско-Чилийский) Южный (Южночилийско-Патагонский). Наиболее мошной континентальной корой C докембрийским основанием обладает Центральный сегмент, в то время как в Северном Южном сегментах известны лишь образования палеозойского возраста.

Продольная зональность сушественно влияет на состав магматических порол. По ланным сейсмических гравиметрических И исследований (James. 1971) земная кора обмаксимальной лалает мошностью до 70 км в Центральных Анлах под Западной Кордильерой И прогибом Альтиплано, а субконтинентальная литосфера достигает мошнос-140 KM (Barazangi, ти Isacks. 1979). П0

сравнению с 70-80 км типичной океанической литосферы. Здесь же мошность палеозойско-мезозойского фиксируется максимальная ocaдочно-вулканогенного комплекса, которая постепенно уменьшается по направлению к краевой части континента. гле на поверхность выхолит докембрий. Нижняя граница гранитно-метаморфического слоя со скоростями продольных волн 6,6 км/с находится на глубине 20 км. Верхняя часть мантии разуплотнена и до глубины 110 км обладает скоростями 7,8-7.9 км/с (James, 1971). Множество очагов землетрясений, расположенных выше СФЗ, делает ee верхнюю границу нечеткой. Тенденция уменьшению угла наклона СФЗ, намечающаяся и в сиалических дугах мощной корой, проявлена в Андах очень четко: максимальный угол накедва достигает 30°, а в отдельных участках выполаживается до 10-(рис. 4.2), что может быть обусловлено как интенсивным надвиганием Южно-Американского континента на океан, так и относительно невысоплотностью поддвигающейся молодой океанической коры. В самых пологих участках современный вулканизм затухает. После асейсмичного интервала (150–200 км) глубокофокусные землетрясения возобновляются на глубинах 200-300 км. Создается впечатление "разрыва" СФЗ на две части (Зоненшайн, Савостин, 1979), к которому приурочен вулканический фронт.

Тепловой поток под областями вулканизма повышен, однако в отличие от окраин западно-тихоокеанского типа верхняя граница астеносферы имеет расплывчатые очертания.

4.2. Основные черты геологического строения

Анды — гигантский, сложно построенный пояс вулканического и интрузивного магматизма, с четкой продольной зональностью, связанной с крупными поперечными нарушениями, разделяющими блоки различного геологического строения. В кайнозойскую стадию развития Анды характеризуются наземным вулканизмом, продукты которого сосуществуют с континентальными толщами молассоидного типа, приуроченными к прогибам. Начиная с палеогена территория Анд вовлекается во все усиливающееся поднятие, приведшее в результате к формированию современного горного рельефа. Складчато-глыбовые дислокации, характерные для начала кайнозоя, в четвертичное время сменяются блоково-глыбовыми. Исключительно интенсивный магматизм как в интрузивной, так и в вулканической фации с большими объемами средних (андезитовых) и кислых пород наряду с вышеперечисленными чертами позволяет рассматривать этот этап развития Анд как орогенный с палеоген-миоценовой раннеорогенной и позднемиоцен-антропогеновой позднеорогенной стадиями (Милановский, 1976).

Вулканогенные толщи палеогена приурочены преимущественно к меловому Арауканскому вулканическому поясу, представлявшему собой обширное меридиональное поднятие в Центральных Андах. Они залегают на меловых вулканических толщах близкого состава с небольшим несогласисвидетельствующим о явлениях ларамийского тектогенеза (Ломизе, 1983). В палеогене заканчивает свое формирование гигантский многофазши "Андский батолит", сложенный преимущественно диоритами и граноиоритами, пространственно приуроченный к тому же Арауканскому поку и комагматичный меловым и палеогеновым вулканитам.

В конце палеогена — начале миоцена были сформированы крупные **юны** поднятий — Береговая, Западная и Восточная Кордильеры, разде **ленные** межгорными внутренними прогибами. После периода денудации и **улканической** паузы в конце миоцена происходит активизация вулканиз-^а °Дновременно с усилением темпа воздымания всей геоструктуры. В эту стадию были главным образом завершены основные деформации сжатия с образованием сравнительно простых пологих складчатых структур. Одновременно имело место надвигание всего сооружения в сторону Тихого океана, о чем свидетельствуют срезание прибрежных структур глубоково. дным желобом и их деструкция (рис. 4.3).

Западная и Восточная Кордильеры стали основной ареной развития молодого неоген-четвертичного магматизма, образовав два грандиозных вулканических пояса.

Максимум воздымания и вулканизма смешается к востоку по сравнению с областью палеогеновых поднятий. В воздымание тыловой втягивается прогиб и прилегающие участки Южно-Американской платформы. За геотектонический этап (плиоцен — антропоген) размеры поднятия достигали 3-4. а местами 5-6 км. На этом фоне образуются многочисленные разломы, грабены и горсты, приводящие к формированию блоково-глыбовых структур. В это время наформироваться чинает современный Перуанско-Чилийский глубоководный желоб и западное побережье Южной Америки окончательно оформляется кайнозойскую AKO. в Наличие системы мериграбенов лиональных с горизонтальным pacтяжением период в



Рис.4.3. Раздробление и погружение западного краз южной части материка Южной Америки (Южназ Патагония). Система фьордов контролируется сет кой разломов, по Г. Кацу (Katz, 1970)

сопутствующих явления" интенсивного воздымания говорит 0 рифтогенеза (Милановский. 1994). Повсеместно эпиорогенного прослеживается приуроченность наиболее интенсивного магматизма Крупные зонам самых значительных поднятий. Примечательно, что поперечные зоны разломов, определяющие разделение Андского пояса Южно-Американско сегменты, прослеживаются как пределы в

патформы, так и в структуры Тихого океана (Милановский, 1975). котловины в океане находятся строго против соответствующих сегментов ана, история которых, так же как и прилегающей Южно-Американской платформы, различна начиная с докембрия. Молодость Перуанско-Чилийского желоба доказывается наличием в нем перемычек в местах пересечения его с подводными хребтами, развитыми на продолжении наземных зон разломов.

Все сказанное не согласуется с представлениями о субдукции Тихоокеанской плиты под Южно-Американский континент. Согласно Л.П. Зоненшайну и Л.А. Савостину (1979), "континентальная окраина Южной Америки является гигантской структурой сжатия и скучивания сиаличесмасс", сопровождаемых "надвиганием континентальной плиты на океаническую...". Этот процесс является "результатом интенсивного движения Южной Америки на запад в связи с раскрытием Южной Атлантики" (Кузьмин, 1985). Таким образом, цитированные авторы не считают континентальные окраины типа андской "чистыми зонами субдукции".

Однако наличие явлений эпиорогенного рифтогенеза в четвертичную стадию и простота складчатых структур не позволяют рассматривать неотектоническое воздымание Анд как результат гигантского сжатия и скучивания. Больше оснований связывать его с подъемом глубинных под-коровых масс — диапиров, определивших воздымание структуры, вулканизм и рифтогенез.

4.3. Главные формационные типы и эволюция магматизма

Главные формационные типы кайнозойских магматических пород Андской континентальной окраины отличаются от таковых в ОД как по вещественному составу пород, так и по их количественным соотношениям. Меняется также соотношение вулканических и плутонических пород в пользу последних. Так, по расчетам (Thorpe et al., 1981) плутонические породы Анд превосходят вулканические в 10 раз. Самой распространенной является базальт-андезит-дацит-риолитовая формация, как правило, содержащая незначительное количество базальтов и представленная наситами с подчиненным количеством кислых пород (табл.4.1). В павогене она известна во всех сегментах Анд, в неогене — в Северном и Ожном сегментах, в четвертичное время —только в Северном.

В Центральном сегменте палеогеновые вулканиты этой формации явчются как бы продолжением верхнемеловых, образуя мел-палеогеновый Арауканский вулканический пояс (Ломизе, 1983). Однако о самостоятельости палеогеновой формации говорит угловое несогласие в ее основании, в Северном и Южном сегментах также и складчатость (рис. 4.4). В мелу палеогене этот формационный тип образуется в пределах широкого Погого поднятия, захватившего практически всю площадь современной

Типоморфные магматические формации активных окраин континентов андского типа

Магматические	е формации	Тип генетиче-	Тип минерали-	Сопутствую-	
Вулканичес- кие	интрузивные	ской серии	зации и место- рождения	щие осадоч- ные формации	
Ареальных платобазаль- тов	дайки габбро- диабазов	толеитовый субщелочной (Na)			
Базальт*-ан- дезибаза- льтовая	малые тела габброидов	известково- щелочной (К -Na)		вулканитовая	
(Базальт)*- андезит-да- цит-риолито- вая	(габбро)-ди- орит-толеито- вый-гранодио- ритовый (Анд- ский батолит)	известково- шелочной (К - Na и K)	медно-порфи- ровая с приме- сью Мо , Аg, Аи (медный пояс Чили)	и	
Андезит (трахианде- зит)-риода- цитовая	малые тела гранитоидов	тоже	серебряная	экзоклас товая	
Риолитовая (игнимбрито- вая)	двуслюдяные граниты и лейкограниты	тоже	оловянно-сере- бряная (оловя- нный пояс Бо- ливии), с при- месью Мо , Ві, Pb, Zr, Cu , Sb, Аи	красноцветная	
Шошонит- латитовая	монцонит- диорит-сие- ниты	субщелочной (К)		моласса	
Субщелоч- ных оливино- вых базаль- тов - трахи- тов	габбро и сиениты	субщелочной (K-Na)			

• Породы образуют незначительные объемы.

структуры Анд, которое к концу палеогена — началу миоцена расчленяется на Западную и Восточную Кордильеры. В составе пород, слагающих формацию в разных сегментах, имеются различия, связанные с геологической обстановкой ее проявления, которая все больше дифференцируется в процессе кайнозойской эволюции Анд. Так, наиболее богата андезитами палеогеновая формация Центрального сегмента, где она образована в результате деятельности крупных вулканов центрального типа, многие из которых достигли стадии кальдеры. Андезиты в среднем составляют здесь 85 %, резко преобладая над дацитами и риолитами (5%), базальтами (5%).

Однако в отдельных участках количество риолитов возрастает до 20% (риолитовые "максимумы"; Ломизе, 1983), увеличиваясь в дальнейшем и в неогеновой части разреза.

Меньшие объекислых пород мы свойственны образованиям формации в Северном и Южном сегментах. в то время как объемы базальтов и анлезибазальтов возрастают. Базальт-андезитдацит-риолитовая формация повсеместно и во всем возрастном интервале образована в наземных условиях и ассоциирует с красношетными молассоидными и терригенными аллювиальны-МИ и пролювиаль-НЫМИ образования-M. С ней связан комагматичный гранпояс мно-



Рис.4.4. Вертикальные ряды кайнозойских вулканических формаций Анд. Формации: 1 - (базальт)-андезит-дацитриолитовая, 2 - риолитовая (игнимбритовая), 3 - андезит (трахиандезит)-риодацитовая, 4 - шошонит-латитовая, 5 - базальт-андезибазальтовая, 6 - лимбургит-базанит-тефритовая, 7 - платобазальтовая, 8 - субщелочная базальттрахитовая

гофазных батолитов — "Андский батолит", относящийся к габбро-диорит. формации. протягиваюшейся тоналит-гранодиоритовой вдоль всего западного побережья Южной Америки, и формировавшийся от верхнего мела до конца олигоцена (100-37 млн лет). Подобные пояса гранитных батолитов того же возраста прослеживаются и вдоль запада Северной Америки вплоть до Аляски. Один из крупнейших — Береговой батолит Перу протяжением 1600 км и шириной до 60 км — имеет мощность до 15 км (Wilson, 1988). Он представлен более чем 1000 плутонов и состоит на 16% из габбро и диоритов, на 58% — из тоналитов и гранодиоритов, на 25% — из адамеллитов и лишь 0,5% в нем составляют граниты (Hughes, 1982). С Арауканским поясом магматизма связаны крупнейшие мелнопорфировые месторождения Чили.

Начиная с позднего неогена формационный ряд Центрального сегмента существенно отличается от такового в Северном и Южном. В его пределах в результате ареально-трещинных извержений на большой площади образуется риолитовая формация, представленная плато на выровненном рельефе, сформированном позднемиоценовой денудацией. Она состоит из ряда покровов кислых вулканитов риолитового и дацитового состава с широким развитием игнимбритов и туфов, переслаивающихся с континентальными отложениями различных генетических типов, в том числе с озерными и аллювиальными. В ее основании встречаются более основные породы — андезиты и андезибазальты, но в небольших объемах. Накопление риолитовой формации происходило на невысоких отметках, а затем она была поднята на значительную высоту. Ей комагматична формация малых интрузий двуслюдяных гранитов с флюоритом (6-10 млн лет), с которыми пространственно связаны крупные оловянно-серебряные месторождения. На риолитах с размывом и угловым несогласием залегает четвертичная андезит-риодацитовая формация, образование которой происходило из крупных сложно построенных стратовулканов, связанных меридиональными зонами разломов в пределах преимущественно с Западной Кордильеры. Преобладающий тип пород в ней — кислые андезиты и андезилатиты, резко преобладающие над андезибазальтами. Одна из ее особенностей — высокая эксплозивность, а площадное распространение значительно уступает предшествующей риолитовой форт мации. В процессе своего образования неоген-четвертичные породы были подняты на высоту от 3-4 до 5-6 км.

В Восточной Кордильере, к востоку от грабена Альтиплано, увеличивается общая щелочность пород, преимущественно за счет содержания K_2O , возрастает количество латитов и андезит-риолитовая формация в значительной степени замещается шошонит-латитовой. Соответственно измее няется и тип интрузивных пород: для Восточной Кордильеры характерно развитие монцонит-сиенитовой формации, что подтверждает комагматичность вулканических и интрузивных проявлений в Андах.

Иной набор формационных типов свойствен Северному и Южному сегментам. Неоген-четвертичные вулканические породы Северного сегмента образуют самостоятельный ареал, не связанный с палеогеновым вулканизмом. Наряду с **базальт-андезит-дацит-риолитовой** формацией в четвертичное время появляются отдельные выходы щелочных вулканитов, относящихся к лимбургит-базанит-тефритовой формации, приуроченные к выходам метаморфических пород докембрийского основания. В Южном сегменте в обстановке глыбовых поднятий образуются вулканические плато, сложенные породами базальт-андезибазальтовой формации. Они представляют собой преимущественно трещинные извержения, которые сменяются впоследствии вулканами центрального типа.

Как известно, одним из характерных отличий континентальной окраины восточной части Тихого океана от островодужной Западно-Тихоокеанской является отсутствие в ней тыловых окраинных морей. Их аналогом и по геодинамике и по магматизму служит зона тылового прогиба, отделяющая горное сооружение Анд от Южно-Американской платформы. Здесь в отдельных грабенах рифтогенного типа на широте Северного и Центрального сегментов, а также в виде сплошных полей, выполняя депрессии (Патагония), развиты толеитовые базальты траппового облика и субщелочные и щелочные базальты с трахитами, а в Северном сегменте также и фонолиты. В целом наблюдается увеличение щелочности вулканических и связанных с ними гипабиссальных пород прогиба с юга на север. Таким образом, вулканическому сооружению Анд свойственна поперечная петрохимическая зональность, заключающаяся в увеличении щелочности, преимущественно калиевой, к тыловым частям структуры. В то же время она частично затушевана наличием четко проявленной продольюй зональности, связанной с гетерогенностью фундамента структуры и с его сложным строением.

Итак, кайнозойский магматизм Андской АО имеет в целом антидромный характер, с увеличением доли основных и щелочных пород вверх по разрезу, а также по направлению к тыловой части структуры, одновременно с общим смещением активного вулканизма во времени в том же направлении. По этим параметрам он сходен с эволюцией магматизма в энсиалических дугах АО западно-тихоокеанского типа. Кроме того, обрашают на себя внимание следующие обстоятельства: 1) четкая зависимость формационных типов и временных рядов от мощности земной коры и ее состава (сиаличность фундамента определяет объемы кремнекислых по-Род); 2) плейстоцен-голоценовая генерация вулканических построек — основных поставщиков андезитов и кислых пород, как и на ОД, развивается и Фундаменте, сложенном ареально-трещинными извержениями, обраующими вулканическое плато; однако в случае мощной континентальной коры эти плато представлены извержениями риолитового (игнимбри-^{Пового)} состава (Центральный сегмент Анд, Япония, Новая Зеландия), а в случае более фемической и менее мощной коры — базальтами (платобазальтами Камчатки и Курильских островов); 3) возрастание основности и щелочности магматических пород вверх по разрезу является общим для АКО и ОД и связано с увеличением жесткости земной коры в процессе эволюции на фоне прогрессирующего растяжения, приводящего в результате к эпиорогенному рифтогенезу и деструкции; 4) максимум растяжения свойствен тыловым зонам АО всех типов, выражаясь в образовании либо окраинных морей (западно-тихоокеанский тип), либо рифтогенных тыловых прогибов на континенте с дифференцированным базальтовым щелочным или толеитовым магматизмом.

Таким образом, так же как в островодужных окраинах, мощность и состав коры, ее проницаемость и геодинамический режим сжатия-растяжения определяют характер магматизма.

4.4. Области магматического питания Андской окраины

Типичные астеносферные линзы под Андами (Sacks, 1983) установлены на глубинах около 350 км, т.е. мощность субконтинентальной литосферы высока. Однако наличие мантийных очагов на глубине 80–150 км не вызывает сомнений, что подтверждается существованием базальтов, объемы которых значительно увеличиваются в кайнозое. В то же время четкие низкоскоростные зоны установлены в коре Центральных Анд на глубинах 10-35 км, где они интерпретированы как области потенциального скопления магм (Ocala, Meyer, 1972). Наличие взаимодействия мантийных магм с материалом земной коры доказывается огромными объемами средних и кислых магматических пород, которые не могут быть получены за счет дифференциации базальтовых расплавов, приуроченностью их к земной коре повышенной мощности, а также более кислым по сравнению с эффузивами преимущественно тоналит-фанодиоритовым составом плутонических пород "Андского батолита", время взаимодействия которого с коровым материалом более значительно. Как будет показано ниже, есть петрологические доказательства и непосредственного плавления материала коры, что находит свое подтверждение в предполагаемом распределении температур в земной коре, где, по данным П. Вилли (Wyllie, 1984), плавление континентальных гнейсов в присутствии воды достигается на глубинах около 40 км.

4.5. Петрогенетические серии и вещественный состав магматических пород

В пределах Андской окраины выделяются серии нормальной щелочности (известково-щелочные и **толеитовые**), субщелочные (шошонитлатитовые и субщелочных базальтов) и щелочные (базанит-тефритовые и фонолит-трахитовые). Набор серий аналогичен таковому в ОД, однако количественные их соотношения меняются: резко преобладают средневысококалиевые известково-щелочные серии, несколько меньше распрос транены шошонит-латитовые, редки толеитовые серии, среди которы практически отсутствуют низкокалиевые типы. Континентальная окраина Анд существенно отличается и по количественным соотношениям пород (рис 4.5). В отличие от ОД, где шире всего распространены андезиты, андезибазальты и базальты, в Андах преобладают кислые андезиты и тациты при подчиненной роли базальтов.

4.5.1. Петрография. Вулканические породы имеют, как правило, порфировую структуру с содержанием вкрапленников до 40%, которое уменышается в дацитах и риолитах. Повсеместно присутствующий плагиоклаз обладает менее кальциевым составом по сравнению с островодужными породами той же кремнекислотности и практически всегда зонален. Зональность, особенно в андезитах, часто обратная или осциллярная. Широко распространен калиевый полевой шпат, представленный санидином, а в щелочных разностях — анортоклазом, который по мере увеличения кислотности или повышения щелочности пород становится преобладающим. Кварц в риодацитах и риолитах достигает 8% от общей суммы вкрапленников. Большая часть пород двупироксеновые, с преобладанием ортопироксена (бронзита или гиперстена) над авгитом. С повышением щелочности пород уменьшается роль ортопироксена до полного его исчезновения, а клинопироксены представлены железистым авгитом или феррогеденбергитом. Распространенным темноцветным минералом во вкрапленниках является роговая обманка паргасит-эденитового ряда с преобладанием почти чистого паргасита часто в виде резорбированных кристаллов. В более кислых породах она встречается совместно с подчиненным биотитом. Оливины представляют собой редкие вкрапленники в базальтах и андезибазальтах. Повсеместно присутствуют железотитанистые минералы - преимущественно магнетит, редко ильменит, количество которых достигает 5% и более.

В породах часты признаки гибридизма и смешения магм. Первые выражаются в наличии ксенокристаллов — кварца, окруженного каймой пироксена, реликтов более основных плагиоклазов в более кислых, а также обратной их зональностью, ксенокристов резорбированного оливина. Все и минералы встречаются в явно неравновесных ассоциациях. Кроме то-🔟 встречаются ксенолиты, часто дезинтегрированные на отдельные фрагменты, представляющие гранобластовые агрегаты кристаллических слани гнейсов, которые трактуются как останцы метаморфических пород ^{коры} — кварцитов, кристаллических сланцев и гнейсов (Pichler, Zeil, 972). Многочисленные родственные включения более основного состава, им вмещающие породы, свидетельствуют о процессах автосмешения (см. 1.3.5). Минеральный состав интрузивных пород идентичен таковому в улканитах. Главные отличия заключаются в количественных соотношеиях минеральных фаз. В интрузивных породах значительно больше гидроксилсодержащих минералов — роговых обманок и биотита, а также чессориев, среди которых наиболее распространены сфен и апатит. Характерны ранние идиоморфные роговые обманки, что свидетельствует глубинности кристаллизации магм (7-10 кбар) в водных условиях (Yagi Takeshita, 1987). В кислых породах возрастает количество **биотита** — еди, нственного темноцветного минерала в гранитах. Щелочные полевые шпа, ты помимо наиболее распространенного ортоклаза представлены Также микроклином в наиболее богатых летучими компонентами кислых маг.



также мах. а гранофировыми срастаниями кварцем в интерстициях. Послелние являются результатом быстрой кристаллизации кварца и калиевого полевого шпата при потере летучих (Mayson. 1985). Минеральный состав. структуры и текстуры свидетельствуют о кристаллизации в малоглубинных камерах, а также отражают широко распространенные явления реакционных замешений в кристаллизующе расплаве мся субсолидус. при ных реакциях. OTHOCATC ним

Рис.4.5.Гистограмма распределения вулканических пород в активных окраинах (сравнительная характеристика) андского (А) и западно-тихоокеанского (Б) типов (Ewart, 1982): А - андезиты, Б - базальты, АБ - андезибазальты, Д - дациты, Р - риолиты

реакционные замещения всего ряда темноцветных минералов — от ом вина до биотита, плагиоклаза — калиевым полевым шпатом, субсол дусные замещения буровато-зеленой ранней роговой обманки зелеными разностями, часто в ассоциации со сфеном, а биотита — хлоритом.

Таким образом, главные петрографические особенности пород Ан кой окраины в отличие от пород ОД определяются широким развитие гидроксилсодержащих минералов и щелочных полевых шпатов, более ши-

распространероко признаками нными контаминации. наличием позднемагматических и субсолидусных реакций с флюидной фазой в интрузивных породах. Все сказанное свидетельствует о высоком содержании летучих. особенно в интрузивных породах.



4.5.2. Химический состав. Главные компоненты. Химический состав вулканических по-

Рис.4.6. Продольная зональность по щелочности в породах Андского вулканического пояса (Taylor, 1976; Harmon et al., 1984): 1 - Южный сегмент, 2 - Северный сегмент, 3 - Центральный сегмент

род АКО относительно близок составу пород энсиалических дуг и существенно отличается от энсиматических, образуя единый ряд с закономерно изменяющимися свойствами. Магматиты Анд обогащены K_2O , Na_2O , TiO_2 и P_2O_3 и обеднены СаО (табл. 4.2, 4.3). Среди известково-щелочных серий практически нет пород базальтового состава, богатых магнием, которые могут рассматриваться как первичные мантийные выплавки. Приведенные различия особенно характерны для четвертичных серий Центрального сегмента. Наиболее четко они выражены в интрузивных сериях, более **пифференцированных** по сравнению с вулканитами, в связи с длительным отстаиванием магм в интрузивных камерах, способствующим взаимодействию с вмещающим субстратом в условиях сохранения в расплаве летучих компонентов.

На диаграммах А. Харкера (рис.4.6) наряду с линейными трендами, свидетельствующими о ведущей роли процесса фракционирования, наблюдаются и значительные отклонения от них (разбросы фигуративных точек), что может считаться показателем явлений контаминации. Перекрытие фигуративных точек вулканических и интрузивных пород на вышеупомянутых диаграммах подтверждает их генетическую общность. Кислые породы высококалиевой известково-щелочной серии проецируются высококалиевой известково-щелочной серии проецируются вблизи "тройных" минимумов и двуполевошпатовой граничной кривой, что хорошо коррелируется с характерным составом вкрапленников риоитов и дацитов этой серии, которыми являются два полевых шпата и варц. Очевидно, они уже на ранней стадии достигают критических граичных кривых. По мере уменьшения содержания калия составы кислых вород ложатся все дальше от граничных кривых. Это объясняет редкость в сериях ОД, в среднем более бедных щелочами, предельных по кремнезему типов пород — риолитов.

4.5.3. Элементы-примеси. Отличия в содержании элементовпримесей от островодужных магм в Андской АО более значительны, чем в содержании макрокомпонентов. Содержания крупноионных литофильных элементов (K, Rb, **Ba**, **Sr**, Th) в вулканитах Андской АКО более

Таблица 4.2

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55.01	43.49	52.41	54.22	50.30	54.35
TiO	0.85	2.34	2.02	0.95	0.85	0.93
Al ₂ O ₃	16,04	13,43	16,25	16,02	18,88	18,16
ΣFeO	7,81	13,19	9,27	8,46	9,56	8,50
MnO	0,12	0,18	0,14	0,13	0,15	0,14
MgO	6,72	9,95	6,03	7,66	5,91	5,60
CaO	7,53	12,30	6,93	7,88	10,59	8,46
Na_2O	3,60	3,12	3,95	3,14	3,95	3,35
K_2O	1,15	1,42	2,50	1,19	0,44	0,72
P_2O_5	0,20	0,74	0049	0,20	0,14	0,17
Rb	20	24	63	32	7,7	17,6
Ba	729	-	509	367	146	245
Sr	568	871	633	501	437	521
La	12,5	47,5	39,3	15,7	6,09	9,9
Ce	25,3	96,1	84,2	35	15,3	24,6
Nd	15,98	49,0	40,4	18,7	9,3	14,5
Sm	3,77	8,8	7,7	4	2,36	3
Tb	0,46	1,1	0,9	0,6	0,42	0,58
Yb	1,18	2	2,1	1,7	1,6	2
Y	15	27	25	21	16	15
Zr	95	190	238	115	59	80
Nb	6	47	34	11	2	1,9
Hf	2,36	4,5	5,8	3,2	1,4	1,8
Th	2,6	5,4	6,8	2,5	0,9	2
Та	0,37	3,5	2,9	0,5	-	-
Cr	515	-	144	120	112	54
Ni	166	127	82	81	50	43

Средний химический состав базальтов и андезибазальтов различных сегментов Андского вулканического пояса

Примечание. 1- Северный сегмент, андезибазальты, 2-4 - Центральный сегмент (2, 3 - щелочные базальты, 4 - андезибазальты); 5,6-Южный сегмент (5 - базальты, 6 - андезибазальты) (по данным Thorpe et al., 1984; Hickey et al., 1986; Marriner, Milward, 1984).

высоки, чем в ОД, особенно там, где они развиты на мощной древней коре (Центральный сегмент Анд; рис. 4.7). Повышены по сравнению с аналогичными сериями ОД (см. табл. 4.2, 4.3) также содержания элементов с высоким ионным потенциалом (Ta, Nb, Ce, Zr, P, Hf, Sm, Y, Yb, Sc, Cr). Часть их в данной обстановке относится к некогерентным и отражает состав источника, что исключает наличие истощенного субстрата при магмообразовании. Обогащенность источника хорошо видна на диаграмме, гле содержания микроэлементов нормализованы по океаническим базальтам типа N-MORB (см. рис. 4.7, А). На рисунке четко выделяются максимумы по Rb, Ba, Sr, Th и слабые минимумы по Nb и Ta, что придает им

Таблица 4.3

Средний	химически	й соста	ав пород
известково	-щелочной	серии	Андского
вулканич	еского пояс	a (Ewa	rt, 1982)

Оксиды, элементы	1	2	3
SiO ₂	51,05	53,90	59,89
TiO ₂	1,14	1,27	0,95
Al_2O_3	18,57	17,50	17,07
Fe_2O_3	3,42	3,13	3,31
FeO	5,48	5,39	3,00
MnO	0,16	0,15	0,12
MgO	5,54	5,35	3,25
CaO	8,87	7,68	5,67
Na ₂ O	3,98	3,67	3,95
K_2O	1,42	1,62	2,47
P_2O_5	0,38	0,35	0,31
_ I	101,01	100,01	99,99
Rb	49,9	45,4	75,4
Ba	345	676	886
Sr	608	644	648
La	16,3	24,6	38,0
Ce	41,6	51,3	66,8
Y	31,0	25,4	12,2
Yb	2,29	2,32	1,94
Zr	162	179	195
Nb	-	12,5	-
Hf	2,9	3,67	5,46
Cr	67,9	202	48,4
Ni	57,9	67,4	38,6

Примечание. 1- базальты, 2 андезибазальты, 3 - андезиты. сходство с ОД. Однако минимумы по Nb и Ta не столь значимы. как в породах ОД, особенно в Центральном сегменте, и полностью исчезают в породах повышенной щелочности. Выше (см. 3) приводились возможные ΓЛ. объяснения устойчивых минимумов по Nb и Ta. Не исключена и вероятность того, что минимум по Nb нивелируется при разбавлении расплава коровым материалом и чем больше последнего участвует в магмообразовании, тем он меньше. Отметим, что содержания Nb в древней архейской коре и вулканических породах Андской окраины близки и равны 5-6 г/т.

Сходство с ОД проявлено и в значениях величин некоторых характерных отношений элементовпримесей. Так, Тһ/Та отношение в породах окраин континентов. как и в породах ОД, также повышено по сравнению с мантийными производными из деплетированной (MORB) и обогащенной мантии (внутриплитные базальты океанов) (рис. 4.8). При этом поабсолютные вышены значения как Тh. так и Та. Увеличение Th при этом связано с увеличением содержания флюидных компоненсериях ОД, в среднем более бедных щелочами, предельных по кремнезему типов пород — риолитов.

4.5.3. Элементы-примеси. Отличия в содержании элементовпримесей от островодужных магм в Андской АО более значительны, чем в содержании макрокомпонентов. Содержания крупноионных литофильных элементов (K, Rb, **Ba**, Sr, Th) в вулканитах Андской АКО более

Таблица 4.2

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,01	43,49	52,41	54,22	50,30	54,35
TiO ₂	0,85	2,34	2,02	0,95	0,85	0,93
Al_2O_3	16,04	13,43	16,25	16,02	18,88	18,16
ΣFeO	7,81	13,19	9,27	8,46	9,56	8,50
MnO	0,12	0,18	0,14	0,13	0,15	0,14
MgO	6,72	9,95	6,03	7,66	5,91	5,60
CaO	7,53	12,30	6,93	7,88	10,59	8,46
Na_2O	3,60	3,12	3,95	3,14	3,95	3,35
K_2O	1,15	1,42	2,50	1,19	0,44	0,72
P_2O_5	0,20	0,74	0049	0,20	0,14	0,17
Rb	20	24	63	32	7,7	17,6
Ba	729	-	509	367	146	245
Sr	568	871	633	501	437	521
La	12,5	47,5	39,3	15,7	6,09	9,9
Ce	25,3	96,1	84,2	35	15,3	24,6
Nd	15,98	49,0	40,4	18,7	9,3	14,5
Sm	3,77	8,8	7,7	4	2,36	3
Tb	0,46	1,1	0,9	0,6	0,42	0,58
Yb	1,18	2	2,1	1,7	1,6	2
Y	15	27	25	21	16	15
Zr	95	190	238	115	59	80
Nb	6	47	34	11	2	1,9
Hf	2,36	4,5	5,8	3,2	1,4	1,8
Th	2,6	5,4	6,8	2,5	0,9	2
Та	0,37	3,5	2,9	0,5	-	-
Cr	515	-	144	120	112	54
Ni	166	127	82	81	50	43

Средний химический состав базальтов и андезибазальтов различных сегментов Андского вулканического пояса

Примечание. 1- Северный сегмент, андезибазальты, 2-4 - Центральный сегмент (2, 3 - щелочные базальты, 4 - андезибазальты); 5,6-Южный сегмент (5 - базальты, 6 - андезибазальты) (по данным Thorpe et al., 1984; Hickey et al., 1986; Marriner, Milward, 1984).

высоки, чем в ОД, особенно там, где они развиты на мощной древней коре (Центральный сегмент Анд; рис. 4.7). Повышены по сравнению с аналогичными сериями ОД (см. табл. 4.2, 4.3) также содержания элементов с высоким ионным потенциалом (Та, Nb, Ce, Zr, P, Hf, Sm, Y, Yb, Sc, Cr). Часть их в данной обстановке относится к некогерентным и отражает сосисточника, что исключает наличие истощенного субстрата при магмообразовании. Обогащенность источника хорошо видна на диаграмме, где содержания микроэлементов нормализованы по океаническим базальтам типа N-MORB (см. рис. 4.7, А). На рисунке четко выделяются максимумы по Rb, Ba, Sr, Th и слабые минимумы по Nb и Ta, что придает им

Таблица 4.3

Средний	химически	й состаі	в пород
известково	-щелочной	серии 🛛	Андского
вулканич	еского пояс	a (Ewar	t, 1982)

Оксиды, элементы	1	2	3
SiO ₂	51,05	53,90	59,89
TiO ₂	1,14	1,27	0,95
Al_2O_3	18,57	17,50	17,07
Fe_2O_3	3,42	3,13	3,31
FeO	5,48	5,39	3,00
MnO	0,16	0,15	0,12
MgO	5,54	5,35	3,25
CaO	8,87	7,68	5,67
Na_2O	3,98	3,67	3,95
K_2O	1,42	1,62	2,47
P_2O_5	0,38	0,35	0,31
_ I	101,01	100,01	99,99
Rb	49,9	45,4	75,4
Ba	345	676	886
Sr	608	644	648
La	16,3	24,6	38,0
Ce	41,6	51,3	66,8
Y	31,0	25,4	12,2
Yb	2,29	2,32	1,94
Zr	162	179	195
Nb	-	12,5	-
Hf	2,9	3,67	5,46
Cr	67,9	202	48,4
Ni	57,9	67,4	38,6

Примечание. 1 - базальты, 2 андезибазальты, 3 - андезиты. сходство с ОД. Однако минимумы по Nb и Ta не столь значимы. как в породах ОД, особенно в Центральном сегменте, и полностью исчезают в породах повышенной шелочности. Выше (см. 3) приводились возможные ΓЛ. объяснения устойчивых минимумов по Nb и Ta. Не исключена и вероятность того, что минимум по Nb нивелируется при разбавлении расплава коровым материалом и чем больше последнего магмообразовании, участвует в тем он меньше. Отметим, что содержания Nb в древней архейской коре и вулканических породах Андской окраины близки и равны 5-6 г/т.

Сходство с ОД проявлено и в значениях величин некоторых характерных отношений элементовпримесей. Так, Тh/Та отношение в породах окраин континентов. как и в породах ОД, также повышено по сравнению с мантийными производными из деплетированной (MORB) и обогащенной мантии (внутриплитные базальты океанов) (рис. 4.8). При этом повышены абсолютные значения как Th, так и Ta. Увеличение Th при этом связано с увеличением содержания флюидных компонен-

4.5.5. Изотопы. Данные по радиогенным изотопам на диаграмме ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr занимают широкое поле. Породы Северного и Юж. ного сегментов характеризуются высокими (0,5130-0,5126) значениями ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и относительно низкими (0,7038-0,7042) значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr попадая в поле внутриплитных пород океанических островов, что полт. вержлает привеленные выше ланные об их происхожлении из обогашенного мантийного источника (рис. 4.9). Породы Центрального сегмента образуют поле. не имеющее аналогов среди океанических и большинства островодужных пород, которое отличается низкими (0,5124-0,5122) значениями ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и высокими (коровыми) значениями ⁸⁷St/⁸⁶Sr, достигающими, по данным С. Сильва, 0,7210-0,7230, при средних значениях 0,7060-0,7080 (Klerkx et al., 1977). Это подтверждает в целом высокую, но непостоянную долю материала древней континентальной коры в породах Центрального сегмента, возрастающую в более молодых породах, судя по увеличению в них содержаний стронция. В игнимбритах и обсидианах роль корового материала при этом особенно значительна, что сказывается в возрастании значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,70829-0,70990 в первых и 0.72150-0,72321 во вторых, наряду с появлением гранатовых парагенезисов (Кау et al., 1987). Происхождение части этих кислых пород рассматривается как результат парциального плавления нижней коры (Shmitt, Rugroff, Pichler, 1989); в образовании других вкпад корового компонента на основании соотношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr оценивается от 50-60 до 80% (Verma, 1981). По составу фанатов определены температуры 950°С и давления 3 кбар (10-12 км) при формировании кислых пород (Green, 1977). Наиболее интенсивны явления взаимодействия с земной корой в известково-щелочных сериях, однако они установлены и в шошонитовых. Не противоречат сказанному и изотопные данные по свинцу (Harmon, Hoefs, 1984): фигуративные точки пород Центрального сегмента на диаграммах ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и 206Pb/204Pb сдвинуты от полей краевых сегментов в сторону поля докембрийских гнейсов. Наибольшие коровые значения **δ**¹⁸O (10-12) свойственны вулканитам Центрального сегмента, что также подтверждает смешанное корово-мантийное, а возможно, и чисто коровое происхождение некоторых из них. В то же время нельзя исключить контаминацию и в породах Южного и Северного сегментов, однако в связи с тем, что они подстилаются более молодой корой, близкой по изотопным характеристикам мантийным выплавкам, этот процесс может быть затушеван. Толеитовые и шелочные базальты тыловых зон Андского пояса оказываются близкими по изотопным характеристикам к породам краевых сегментов, что говорит об ^М общем источнике, а комагматичность интрузивных и вулканических пород еще раз подтверждается близостью изотопных отношений в тех и других-

Итак, наиболее существенные отличия магматических пород Андского пояса АКО от пород ОД заключаются в следующем: 1) увеличение объемов известково-щелочных и шошонит-латитовых серий с преимущественным развитием их средних и кислых членов при подчиненной роли основных пород; 2) возрастание роли летучих компонентов в магмах; 3) возрастание объемов корового материала, включенного в магмообразование, что однозначно свидетельствует о преобладании пород корово-мантийно-

по генезиса над мантийным; 4) широкое распространение двуполевошпатовых кислых пород, приурочек "тройному" нных гранитной минимуму (Ab-Q-Or)системы, что не исключает их палингенного, а следовательно, чисто корового происхождения.

4.6. Происхождение и эволюция магматических пород

Магматические породы АКО являются крайним членом в магматических ряду образований, свойственных различным геолинамическим обстановкам, возникаюшим в зонах перехода от континента к океану, который начинается магматическими породами энсиматических ОД. Первичные расплавы энсимагических дуг имеют



Рис.4.9. Соотношение изотопов неодима и стронция в вулканических породах Северного (СВЗ), Центрального (ЦВЗ) и Южного (ЮВЗ) сегментов (зон) Анд (Havvkesworth et al., 1982; James, 1982; Thorpe et al., 1984; Hickey et al., 1986). Для сравнения нанесены ареалы содержаний соответствующих изотопов в вулканических породах островных дуг (ОД) и океанических островов (ООБ)

Чаиболее простое происхождение: они являются производными астеносферного слоя мантийного клина, в той или иной степени измененного Флюидными добавками различного происхождения (см. гл. 3.7.1). В энсиалических дугах материал мантийного источника осложняется процессами Контаминации вышележащих слоев литосферы, в том числе и разных Горизонтов земной коры. Эти процессы достигают максимума в АКО, где мощность коры и подстилающей ее мантийной части литосферы значительно выше. Как кора, так и субконтинентальная литосфера имеют гетерогенный состав, отражающий различия их предшествующей истории, в том числе и более ранних этапов магматизма.

4.6.1. Первичные магмы. Как известно, магматические расплавы поднимаются из областей своей генерации до тех пор, пока их плотность не сравняется с плотностью вмещающего субстрата. В АКО равенство плотностей наступает в верхних частях субконтинентальной мантии или в основании мощной континентальной коры. Дальнейший подъем затруднен и возможен только после значительной дифференциации первичных магм, в результате которой уменьшается их плотность. Задействование материала литосферы в магмообразование, которое неизбежно наступает при длительном отстаивании магм в промежуточных очагах, существенно изменяет состав расплавов. Этот вывод подтверждается особенностями вещественного состава вулканических пород (элементы-примеси, изотопы) и его разнообразием.

Выше (см.гл.3.7.1) было показано, что исходные примитивные мантийные магмы относительно редки в ОД, особенно энсиалического типа. Еше в большей степени это относится к АКО, где резко уменьшается не только количество примитивных базальтов, но и базальтов вообще, и на поверхность поступают преимущественно средние и кислые породы. При этом объемы базальтов обнаруживают обратную корреляцию с мошностью коры, что хорошо подтверждается распределением вулканических пород в Андах. где минимум базальтов свойствен Центральному сегменту с самой мощной корой. Данные по составу наиболее примитивных базальтов (см. табл. 4.3 и 4.2) показывают, что они отличаются от таковых энсиалических ОД более высокими содержаниями щелочей, титана и фосфора и более низкими содержаниями кальция, что характерно и для их дифференциатов, при одновременном обогащении некогерентными литофильными элементами. Таким образом, можно говорить о некоторой щелочной тенденции, свойственной всему магматизму окраин континентов изначально, на уровне магмообразования. Вероятнее всего, это объясняется большей глубинностью обособления очагов по сравнению с ОД.

В отличие от пород ОД первичные магмы АКО образуются в подавляющем большинстве случаев из обогащенного мантийного субстрата (см. гл.4.5.3). Согласно данным по элементам-примесям и РЗЭ они приближаются к внутриплитным породам. Дефицит тяжелых РЗЭ в значительной части пород позволил высказать предположение об образовании шошонитовой магмы из гранатовых лерцолитов (Kontak et al., 1986). ОД нако уровень выплавления известково-щелочных и тем более толеитовых серий значительно выше и соответствует обогащенному шпинелевому лериолиту. Высокие содержания крупноионных литофильных элементов группы К, обладающих высоким сродством к флюидным компонентам, свидетельствуют, что мантийный субстрат был обогащен последними, возможно, на уровне выплавления (см. гл. 3.7.1). Таким образом, условия
матмогенерации обнаруживают сходство с островодужными. В то же время длительное отстаивание мантийных магм на уровнях верхних частей мантии и нижних частей мощной континентальной коры при интенсивном прогреве последних приводит к появлению коровых очагов магмообразования с выплавлением в земной коре кислых, а возможно, и средних по коемнекислотности расплавов.

Известково-щелочные серии, наиболее широко распространенные в **ако** и являющиеся типоморфными для них, служат производными разных типов первичных магм. Среди них выделяются серии, образовавшиеся за счет первичных толеитовых или более глубинных высокоглиноземистых магм базальтового состава (см. гл. 3.7.2) при повышенных фугитивности кислорода и содержаниях летучих компонентов, что обусловливает раннюю кристаллизацию магнетита и (или) роговой обманки. При этом в магмах, первоначально обладающих толеитовым трендом дифференциации, последний может смениться на известково-щелочной в процессе эволюции, в то время как высокоглиноземистым магмам, которые выплавлялись при высоком содержании флюидов, известково-щелочная тенлениия свойственна изначально. Значительная часть анлезитов Андской АКО является производными этих первичных базальтовых магм, в частности андезиты палеогеновой базальт-андезит-дацит-риолитовой фор-Андезиты более молодой четвертичной андезит-риодацитовой мации. формации существенно отличаются от них. К этим отличиям относятся: тесное химическое сродство с кислыми породами; связь с ними андезитов в пространстве и во времени; ничтожное количество или полное отсутствие базальтов; преобладание кислых андезитов над андезибазальтами; содержание в них ряда малых элементов, не согласующихся с процессами кристаллизационной дифференциации, например более высокие Ni/Co отношения в кислых андезитах по сравнению с андезибазальтами, наряду с наличием реликтов субстрата (см. гл. 4.5.1). Наблюдающиеся отличия привели к предположению об образовании части андезитов Центрального сегмента Анд в результате палингенного плавления обводненной мощной континентальной коры (Pichler, Zeil, 1972). При этом происходит переход 🂵 гранитного минимума с образованием предшествующей по времени ри-[°]литовой формации к андезитовому минимуму, который вследствие большой мощности коры оказывается в ее пределах. Эта гипотеза подтверждена экспериментально выплавлением андезитовых расплавов из амфибоизированных базальтов (Holloway, Burnham, 1972) и амфиболитов (Генчафт, 1977). Этот источник не может соответствовать погружающейся в 💵 слишком холодной океанической плите и, скорее всего, представляет ••••• нижнюю часть коры ОД, разогретую глубинным диапиром.

Итак, субстратом для выплавления первичных магм ДКО являются мные оболочки широкого диапазона — от гранатовых лерцолитов мани до земной коры включительно, что определяет их разнообразие, превышающее таковое в ОД. Глубина магмообразования, так же как в ОД увеличивается по мере удаления в глубь континента.

4.6.2. Эволюция первичных магм. Разнообразие первичных магм в АКО в значительной степени определяет и разнообразие путей их эволюции. Кристаллизационная дифференциация в чистом виде, когда породы эволюционного ряда образуют четкие тренды на петрохимических диаграммах, связанные с последовательным фракционированием породо. образующих минералов, наблюдается значительно реже, чем в ОД. В Андских вулканических поясах подобные серии, с характерным для толеитов железистым трендом, развиты преимущественно в Северном и Южном сегментах, а также в тыловом прогибе на границе с Южно-Американской платформой.

В известково-щелочных, шошонитовых и прочих сериях повышенной щелочности тренды эволюции формируются в результате сложной интерференции процессов фракционирования с рядом других петрогенетических процессов, главными из которых являются контаминация и смешение магм, чему способствует высокое содержание летучих компонентов. Процессы взаимодействия магм с летучими компонентами и с материалом земной коры были рассмотрены выше, в главе **3.7.2**, посвященной эволюции магматитов ОД. В АКО эти процессы протекают более интенсивно, особенно в областях с максимальной мощностью земной коры (Центральный сегмент Анд). По сравнению с процессами в ОД они отражаются в увеличении в вулканитах ксенолитов и ксенокристов корового материала (гнейсов, кварцитов, кристаллических сланцев); высоких содержаниях тяжелого стронция, а также радиогенного свинца, близкого к этим отношениям в докембрийских гнейсах; высоких значениях **δ**¹⁸O в Центральном сегменте Анд.

Плавление земной коры в многоуровневых очагах приводит к более широкому, чем в ОД, развитию процессов смешения, которому подвергаются как в разной степени дифференцированные порции единого расплава (автосмешение), так и палингенные магмы с мантийными. Эти процессы проявлены преимущественно в крупных кальдерных вулканах, извергающих кислые лавы и пирокластику. Итак, по сравнению с другими обстановками зон перехода, магматическим породам АКО свойствен наиболее сложный генезис, особенно тем из них, которые образовались на мощной континентальной коре. В их образовании участвуют **первичные** мантийные, мантийно-коровые и коровые магмы, большая часть которых испытала значительную контаминацию материалом земной коры, с высокими содержаниями летучих, преимущественно смешанного эндо- и экзогенного происхождения (см. рис. 4.8).

4.6.3. Андезиты и кислые породы. АКО характеризуются максима льными объемами андезитов и кислых пород — дацитов и риолитов среди геоструктур современной Земли. Генетические типы этих пород их относительные объемы отличаются от магматитов ОД, в наибольше

степени от энсиматических их типов. Прежде всего В окраинах континентов практически неизвестны высокомагнезиальные андезиты и бонинипрервично имеющие мантийное происхождение. Андезиты, связанные с полеитовыми сериями (толеитовые андезиты) и также имеющие мантийное происхождение, развиты незначительно. Андезиты, представляющие главную массу извергнутого материала в крупных и сложных долгоживущих постройках центрального типа (известково-щелочные андезиты), резко преобладают. Среди них выделяется два подтипа. Первым являются андезиты, связанные с высокоглиноземистыми известково-щелочными базальтами пространственно, образующие с ними непрерывные петрогенетические серии через андезибазальты и, вследствие широкого развития процессов контаминации, имеющие мантийно-коровое происхождение. Подобные андезиты широко распространены в ОД и описаны в главе 3.7.3. Второй подтип представлен преимущественно кислыми андезитами и не обладает тесной связью с базальтами. Более характерна для него связь с кислыми породами, которые предшествуют крупным извержениям андезитов (Центральный сегмент Анд). Как было показано выше (см. гл. 4.6.1), предполагается их коровое происхождение. Количественные соотношения обоих подтипов неясны, однако несомненно, что второй из них характерен для участков с наиболее мощной и прогретой континентальной корой.

Кислые породы, относящиеся как к дифференцированным, известково-щелочным сериям, так и образующие самостоятельные выходы, характеризуются неравномерным размещением в пределах Андского вулканического пояса. Они образуют максимумы, отражающие, вероятно, глубинную локализацию термальных аномалий, которые фиксируются очагами кислой магмы. Самые крупные из них связаны с Центральным сегментом Анд и отражают приуроченность кислых пород к наиболее мощным участкам континентальной коры. В отличие от кислых пород ОД, где преобладают дифференциаты более основных магм, большинство их в АКО относится к выделенному нами третьему типу кислых пород (см. табл. 1.3), являясь коровыми или существенно коровыми образованиями. Это преимущественно игнимбриты и пемзопирокластические толщи риолитов и грахириолитов, слагающие мощные плато и крупные кальдеры и вулканотектонические депрессии, которые обычно развиваются антидромно. Реже — это дегазированные породы типа обсидианов риолитового и рио-Дацитового состава, с высоким содержанием калия, обнажающиеся в виде экструзий, которые завершают развитие крупных стратовулканов андези-^{тового} и базальтового состава. Они близки к кислым породам ОД.

4.7. Выводы

При общем сходстве магматических процессов активных континен- **Тальных** окраин и островных дуг активные окраины характеризуются ряособенностей. 1. Главным мантийным источником магматических расплавов являе, тся вещество обогащенной мантии, в частности субконтинентальной ли, тосферы, подверженной процессам метасоматоза. Роль производных истощенной мантии ничтожна.

2. Магмы **AKO** по гетерогенности магмогенерирующих источников разнообразию процессов последующей эволюции не имеют себе равных среди магм других геодинамических обстановок.

3. Взаимодействие мантийных магм с материалом различных горизонтов земной коры более значительно. Это определяет широкое развитие корово-мантийных и, как крайний случай, коровых палингенных магм, которые помимо дацитового и риолитового имеют и андезитовый состав

4. Андская АКО является моделью, показывающей влияние типа и мощности земной коры, а также ее объемов, вовлеченных в магмообразование, на вещественный состав магматических пород: с перечисленными выше параметрами коррелируются петрохимическая зональность, типы серий, степень их дифференциации, содержания некогерентных элементов и РЗЭ, изотопные метки Sr, Nd, **Pb**, O, что служит прямым доказательством участия земной коры в магмообразовании.

5. Преимущественно базальтовый толеитовый и щелочной магматизм, развитый в тыловых прогибах — аналогах окраинных морей, в отличие от последних имеет четкую континентальную специфику.

6. В связи с меньшей проницаемостью мощной континентальной коры возрастают объемы интрузивных пород (по сравнению с вулканическими), в целом более кислых по составу, чем когенетичные им эффузивы.

7. АКО, как и ОД, являются областями наращивания земной коры за счет мантийного и корово-мантийного магматизма. Наличие больших объемов и большого разнообразия коровых палингенных выплавок (появление палингенных андезитов) приводит к увеличению расслоения коры по основности. Таким образом, существование мощной континентальной коры, аккумулирующей тепло, приводит к дальнейшему росту ее сиалического слоя.

ГЛАВА 5. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Окраинные моря (ОМ) наряду с ОД и ГЖ входят в триаду структур активных окраин западно-тихоокеанского типа. По существующим представлениям они гетерогенны. Наиболее вероятными моделями происхождения считаются: отделение части океанической плиты островными дугами с обособлением ее в окраинное море; рифтогенез океанической литосферы в тылу СФЗ; деструкция и спрединг континентальной коры с преобразованием последней в океаническую. В большинстве региональных обобщающих работ по магматизму ОМ (Геология дна..., 1980; Петрохимия и петрология..., 1987; Сандерс и Тарни, 1987; Фролова, Перчук, Бури кова, 1989; Шараськин, 1992; Зоненшайн, Кузьмин, 1993) зафиксированы отличия их магматизма от магматизма океанических и островодужных обстановок, однако степень этих отличий и их значения интерпретируются неоднозначно.

5.1. Рельеф и глубинное строение

В рельефе ОМ выделяются глубоководные бассейны (котловины), а также области шельфа и изолированных поднятий, в отдельных случаях венчающихся островами. Глубоководные бассейны делятся на изометричные в плане и линейные. Первые обычно приурочены к тыловым частям моря, вторые — к фронтальным. Рельеф глубоководных бассейнов осложнен линейными бороздами, гипсометрическими ступенями, подводными горами, разломами различной, в том числе рифтогенной и спрединговой, природы, горст-антиклинорными поднятиями, грабен-синклинорными прогибами. Примерами хорошо изученных изометричных глубоководных бассейнов (котловин) являются Западно-Филиппинская (Филиппинское море), Центральная (Японское море), Венесуэльская (Карибское море), Алеутская (Берингово море) и др.

Линейные бассейны либо развиваются непосредственно за ОД (задуговые бассейны — котловины Курильская в Охотском и Окинава в Восточно-Китайском морях), либо разделяют активные и потухшие ОД (междуговые бассейны Паресе-Вела и Марианский в Филиппинском море, Лау в море Фиджи, Гренада в Карибском море и др.). На границах котлоин с тыловым континентом (островным массивом) или с ОД возникают глубоководные желоба с СФЗ (Филиппинский, Рюкю, Новогебридский и р.), в которых предполагается активная или существовавшая ранее субукция. Глубоководные бассейны (котловины) разделяются на активные (Окинава, Марианский, Бонинский бассейны), находящиеся на разных стадиях развития, и отмершие (Филиппинская, Паресе-Вела, Курильская котловины). Активные бассейны характеризуются высоким тепловым потоком и современным магматизмом. Отмершие бассейны заполняются осадками, и литосфера под ними постепенно охлаждается.

Земная кора глубоководных бассейнов имеет трехслойное строение с верхним осадочным ($v_p = 2,1-3,5$ км/с, мощностью 0,5-4,5 км), промежуточным ($v_p = 4,6-6,0$ км/с, мощностью 2-6 км) и третьим ($v_p = 6,4-7,0$ км/с, мощностью 2-6 км) слоями. Она отличается от океанической большей мощностью осадочного и третьего слоев и часто наблюдаемой нечеткостью границы Мохо, особенно в молодых формирующихся бассейнах, что связано, как предполагается, с процессами переработки земной коры. Так, под Курильской котловиной разрез на глубине от 10 до 30 км представляет совокупность чередующихся слоев с "мантийными" и "коровыми" скоростями прохождения сейсмических волн, что объясняется интенсивным изменением глубинных частей континентальной коры (Сер**геев,** Аргентов, Биккенини, 1983), а под трогом Окинава кроме чередова, ния слоев с разными скоростями зафиксировано уменьшение мощности континентальной коры (Letouzey, **Kimura**, 1985).

Изолированные поднятия, так же как и глубоководные бассейны, относятся к двум главным типам: блоки континентальной или океанической коры увеличенной мощности, обусловливающие мозаичное строение изометричных котловин, и протяженные линейные хребты, большинство из которых развито во фронтальных частях морей. Блоки континентальной коры наиболее широко распространены в Японском море (Восточно-Корейские возвышенности, Ямато, Пржевальского и более мелкие). Они встречаются и в других морях: Филиппинском (плато Бенхам, Урданета, Амами), Коралловом (плато Квинсленд) и др. Линейные и дугообразные хребты представляют собой в большинстве случаев отмершие остаточные ОД (Авес в Карибском море, Ширшова в Беринговом, Кюсю-Палау и Западно-Марианский в Филиппинском, Колвилл-Лау в море Фиджи).

Глубины ложа ОМ обнаруживают обратную корреляцию с мощностью коры и ее типом. Континентальная кора шельфов и поднятий сменяется океанической в глубоководных котловинах. Самая тонкая кора обнаруживается во впадинах с океанической корой, в настоящее время не активных и изостатически скомпенсированных (Филиппинская котловина). Это позволяет считать, что процесс образования глубоководных впадин направлен в сторону постепенного утонения коры и ее последовательного преобразования в океаническую.

Величина теплового потока, отражающая эндогенную активность ОМ, тесно связана с общим подъемом астеносферы. Ярким примером является Филиппинское море, в котором верхняя кромка астеносферы закономерно повышается от глубин 50-52 км под наиболее древней Филиппинской котловиной. где процессы магматизма закончились к среднему эоцену (K₂-P²₂), к 32-35 км под котловиной Паресе-Вела, активной в нижнем и среднем миоцене (N1¹⁻²), до 20-15 км под самым молодым, ныне активным Марианским трогом (рис. 5.1). Одновременно поднимается и геоизотерма 1200° (примерно отвечающая плавлению базальтов) от 75 ^к 30 и 10 км соответственно (Геотраверз..., 1991). Аналогичен полъем астеносферы под Японским морем в сторону ОД (рис. 5.2). Область развития горячего и разуплотненного вещества астеносферы, закономерно поднимающейся в направлении фронтальной части моря, может рассматриваться как мантийный диапир. Даже в самых холодных частях литосферы тылу ОМ, например под Филиппинской котловиной, положение астеносферы выше, чем в прилегающей части Тихого океана, где кровля ее находится на уровне 90-100 км. Наблюдаются флуктуации положения геоизо терм над котловинами и поднятиями. Так, над Центральной котловино Японского моря геотерма 1200° расположена на глубине 35 км, а 🕫 возвышенностью Ямато на глубине до 50 км (Геотраверз..., 1982).



Рис. 5.1. Геофизический разрез через регион Филиппинского моря (Родников, 1986): 1 - границы, отражающие слоистое строение земной коры: KZ - кайнозойские образования, К - меловые, \mathbb{P}_2^2 - верхнепалеогеновые, N2-Q - миоценчетвертичные; 2 - поверхность Мохо (М); 3 - очаги землетрясений; 4 - скорости сейсмичесволн (км/с): v_n ких продольные и Ve ~ поперечные; 5 - астеносфера; 6 - раздвиг земной коры при образовании: а - глубоководных котловин, б - глубоководных трогов

5.2. Геология

В строении верхних, доступных нам частей земной коры ОМ выде, ляются три разнородных комплекса: фундамент, на котором происходит заложение ОМ; существенно вулканогенный комплекс, отражающий активный период их образования; осадочный чехол, формирующийся после прекращения магматической активности. Во всех случаях границы ложа акватории ОМ несогласно срезают сопредельные геоструктуры их обрамления.

Комплекс фундамента известен далеко не во всех морях. Прямые данные по его составу и строению получены в результате глубоководного бу. рения и драгирования. косвенные на основании анализа геологических данных по обрамляющим ОМ геологическим структурам. В пределах Западно-Тихоокеанской окраины фундамент установлен в значительной части ОМ. В шельфовых морях он слагает дно полностью или в значительной его части (Охотское, Восточно-Китайское, Желтое, Яванское, Арафурское и Южно-Китайское моря). В ряде других морей фундамент слагает реликтовые континентальные поднятия (Японское, рис.5.3; Коралловое; северная часть Тасманова моря). В большинстве случаев он представлен складчатыми геосинклинальными и орогенными формациями подвижных поясов палеозойского и мезозойского возраста, прорванными разновозрастными, преимущественно меловыми и палеоценовыми гранитоидами (Берсенев, 1979; Геотраверз..., 1991; Богданов, 1988; Коновалов. 1984; Фролова, Коновалов, 1985; Чои, 1986), которые включают докембрийские кристаллические массивы типа Охотского свода (Гнибиденко, Хведчук, 1984). Реже комплекс фундамента представлен образованиями континентальных платформ (от докембрийских до мезозойских; Восточно -Китайское море, юго-западная часть Японского моря). Так, в основании подводных поднятий последнего обнаружены протерозойские гнейсы и кристаллические сланцы, аналогичные таковым севера Корейского полу острова (Леликов, 1993). Широко распространены орогенные позднемезозойские наземные вулканогенные толщи среднего и кислого состава (Берсенев, 1979).

Наземные геоструктуры, в том числе крупнейшие разломы, рассекающие структуры континента, осадочные бассейны его краевых частей, прослеживаются в пределы ОМ (Чои, 1986; Берсенев, 1979) без существенного смещения. Таким образом, погружение без заметного растяжения не только свойственно шельфовым морям, где оно очевидно, но имеет место и при образовании глубоководных котловин. Одновременно мощность коры в погрузившихся поднятиях уменьшается. Так, мощность коры подволной возвышенности Ямато равна 15–18 км по сравнению с 38–40 км в континентальном Приморье, имеющем аналогичное строение (Леликов, 1995). Более проблематичны состав и строение фундамента в ОМ, подавляющая часть ложа которых подстилается океанической корой. Именно



Рис.5.2. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверза Камчатка-Тихий океан (Красный, Косыгин, Исаев, 1985): 1 - уплотненные области подастеносферного слоя; **2–4** - области астеносферы: 2 - выделяемые по пониженным градиентам плотности, 3 - частичного плавления, 4 - выделяемые по инверсии плотностей; 5 - предполагаемые очаги магмообразования; 6 - мантийная часть литосферы; 7 - "базальтовый" слой (а), уплотненные зоны "базальтового" слоя (б); 8 - "гранитный" слой (а), уплотненные зоны "гранитного" слоя (б); 9 - переходный слой океанической коры; 10 - слой рыхлых осадков; 11 - слой воды; 12 -плотность пород (г/см³); 13 - предполагаемые границы в литосфере



Рис.5.3. Схема расположения структур Японского моря с различным строением земной коры и распределение вулканических комплексов по генетическим типам серий: 1 - структуры обрамления с континентальным типом земной коры; 2, 3 - типы коры в пределах моря: 2 - континентальный (субконтинентальный), 3 - океанический (субокеанический); 4-9 - типы серий, представленные в вулканических комплексах: 4 - щелочные натриево-калиевые, 5-7 - субщелочные (5 - калиевые, 6 - натриево-калиевые, 7 - калиево-натриевые); 8, 9 - известково-шелочные (8 - натриево-калиевые, 9 - калиево-натриевые); 10 - возрастная последовательность серий

для них предполагается модель формирования в тылу СФЗ на океанической коре в результате процессов рифтогенеза (Богданов, 1988). Остановимся на Филиппинском море и впадине Лау (море Фиджи), которые приводятся обычно как примеры морей подобного типа.

Большую часть Филиппинского моря составляют глубоководные котловины с океаническим типом земной коры, разделенные и окаймленные разновозрастными потухшими и активными ОД (рис.5.4). Море детально изучено многочисленными морскими экспедициями, в том числе буренис "Гломар Челленджера" (Геология дна..., 1980; Кириллова, 1992; Шараськин, 1992; Initial report..., 1980-1982). Поскольку на территории Филиппинского моря неизвестны породы древнее позднего мела, более ранняя геологическая история его может быть реконструирована лишь частично по данным о геологическом строении прилегающих участков суши. Обрамляющие его с запада Филиппинские острова сложены геосинклинальными палеозойско-мезозойскими образованиями с континентальной корой мощностью до 30 км, а подводное поднятие Бенхам, расположенное к вос-



Рис.5.4. Схема расположения структур Филиппинского моря (Initial reports ..., 1980): 1-2 - толеитовые базальты: 1 - сходные с **MORB**, 2 - островодужные; 3 - переслаивание сходных с **MORB** и островодужных толеитовых базальтов; 4 - базальты и андезиты известково-шелочной серии; 5 - туфы базальтового и андезитового составов известково-шелочной серии; 6 - субщелочные базальты; 7 - бониниты и марианиты; 8 - габброиды; 9 - гранитоиды; 10 - интрузивные офиолиты; 11 - метаморфические образования; 12 - скважины и их номера

току от о. Лусон, по данным палеогеографических реконструкций, предс. тавляет собой недавно погрузившийся остров того же типа (Кириллова 1992). Вероятно, близки к нему по строению расположенные в западной части Филиппинской котловины подводные плато Амами и Урданета, в недрах которых выделяются маломощные линзы с сейсмическими скорос. тями "гранитно-метаморфического" слоя (Murauchi et al., 1968).

При драгировании в западной и северо-западной частях моря в Фи. липпинской котловине были обнаружены разнообразные породы, в том числе континентального облика: гнейсы, аркозовые песчаники, андезиты, риолиты, игнимбриты, а также диориты, свидетельствующие о наличии в этой части моря фрагментов деструктированной континентальной коры (Geology..., 1985). Кроме того, комплексные данные по драгированию, бурению и сейсмостратиграфии (Кириллова, 1992) свидетельствуют о том, что в основании разреза западной части Филиппинского моря залегают верхнемезозойские, а возможно, и более древние образования. Среди них обнаружены зеленокаменно измененные наземные и мелководные известково-щелочные породы, позволяющие предположить, что в позднем мелу здесь имел место субаэральный островодужный вулканизм (хребты Дайто, Оки-Дайто; Коновалов и др., 1987), завершившийся формированием плагиогранитов, полвергшихся эрозии. После позднемелового поднятия в палеоцене и раннем эоцене произошло образование Филиппинской котловины. Котловины восточной части Филиппинского моря образовались в результате рифтогенеза обрамлявшей Филиппинскую котловину островной дуги Кюсю-Палау. Последующий спрединг привел в раннем-среднем миоцене к образованию котловин Паресе-Вела и Сикоку, а в позднем миоцене начала формироваться И поныне активная Марианская котловина (Bloomer, Hawkins, 1983). Таким образом, история Филиппинского региона до формирования ОМ была сложной и длительной. Скорее всего это была система разновозрастных, в том числе, возможно, и палеозойских окраинных подвижных поясов.

Междуговый бассейн Лау—один из первых, который рассматривался как образованный в результате задугового спрединга на океанической коре (Богданов, 1988; Karig, 1971). По имеющимся данным акустическое основание впадины сложено толеитовыми базальтами, близкими к океаническим. Предполагалось, что это молодая впадина, развивавшаяся путем спрединга с позднего плиоцена. Однако по данным бурения (Arculus, 1984) было установлено, что активный спрединг начался значительно позднее, только 1-2 млн лет назад, на раздробленном и погрузившемся более древнем основании. На глубине более 5 км от поверхности дна фундамент дуги Тонга, обрамяющей бассейн Лау с востока, сложен наземными высокоэксплозивными риолитовыми лавами и туфами с возрастом более 40 млн лет, свидетельствующими о наличии в основании дуги блоков континентальной коры. Котловина Лау, таким образом, сформировалась в результате раздвижения дуги Тонга между ныне активной ее час**во** и остаточной дугой Лау-Колвилл. Следовательно, подстилающая ее океаническая кора является новообразованной. Блоки континентальной известны и в других морях, подстилаемых преимущественно океанической корой (плато Квинсленд и другие в Коралловом море).

Таким образом, все большее количество данных свидетельствует о что образование современных ОМ в пределах Западно-Тихоокеанской АО связано с мезокайнозойским рифтогенезом, который начался в позднем мелу и наложился на сложно построенный Циркум-Тихоокеанский подвижный пояс, в меньшей степени на древние платформы Азиатского континента с уже сформированной на подавляющей части территории континентальной корой. Впоследствии эта кора подверглась разной степени деструкции.

Залегающий выше вулканогенный комплекс, повсеместно отделенный от фундамента несогласием и перерывом, отражает этап эндогенной активности при формировании глубоководных котловин ОМ. Он представляет собой формационную, а не стратиграфическую единицу, варьируя в пределах каждого моря по возрасту и составу. При наличии в море нескольких глубоководных котловин он закономерно омолаживается по направлению к фронтальным (островодужным) структурам, отделяющим ОМ от океана. На западе Тихого океана начало формирования кайнозойского вулканогенного комплекса чаще всего приходится на конец мела ранний палеоген. В шельфовых морях вулканогенный комплекс практически отсутствует или развит незначительно (впадина Окинава).

Третий комплекс ОМ представлен осадочным чехлом, который быстро заполняет отмершие глубоководные бассейны. Его мощность, в зависимости от типа структуры и расстояния от источника сноса, варьирует от нескольких сотен метров на поднятиях и шельфе до нескольких тысяч (2000-4000) метров в котловинах, фиксируя интенсивное прогибание последних.

В кайнозое выделяются три главных этапа формирования глубоководных котловин ОМ, сопровождаемых интенсивным магматизмом и разделенных этапами тектонических перестроек (Богданов, 1988): дораннемиоченовый, допозднемиоценовый, среднемиоцен-голоценовый. Вулканогенвый комплекс либо полностью соответствует по возрасту одному из этих этапов, либо имеет сложное строение и изменчивый состав в связи с не-"Днократным возобновлением вулканической активности. Данные о строеии и составе вулканогенного комплекса будут изложены ниже в разделе о Магматизме.

В ОМ развито не менее двух типов разновозрастных тектонических **чарушений**: более древние, отражающие структуры фундамента, и более **чолодые**, согласующиеся с современным структурным планом ОД и всей **чоны** перехода в целом. В северной части Западно-Тихоокеанской АО дре **чие** нарушения имеют простирание от северо-западного до субширотного **чослеживаются** в обрамляющие континентальные и островные массивы. К ним относятся разломы в фундаменте Охотской плиты (Гнибиденко Хведчук, 1984), система разломов в Японском море, самый крупный из которых прослеживается как в тектоническую зону Фосса-Магна, так и на Азиатский континент (Чои, **1986)**, Центральный разлом Филиппинской котловины. Нарушения, связанные с современным структурным планом представлены сбросами, надвигами, рифтогенными и спрединговыми структурами.

Геодинамические процессы, свойственные ОМ, отражены в движениях с преобладанием как вертикальной (подъемы и погружения), так и горизонтальной (растяжение, сжатие и перемещение отдельных блоков) компоненты. Так, значительный подъем территории будущих акваторий Западно-Тихоокеанской окраины имел место в мелу или палеогене, когда она являлась областью размыва. Об этом свидетельствуют поднятые при драгировании обломки и гальки гранитоидов позднемелового и более древнего возраста, крупные перерывы, приходящиеся на разные отрезки позднего мела и раннего палеогена (Филиппинское море), а также эоценолигоценовый наземный кислый и средний известково-щелочной вулканизм, имевший место на поднятиях Японского моря. Позднее, судя по несогласиям в разрезе, имели место более локальные и менее значительные поднятия. Главный этап погружения фиксируется формированием подводного комплекса базальтов, а также сбросами и грабенами фундамента в краевых частях котловин. На склонах междуговых трогов и на шельфе развиты листрические сбросы, горсты и грабены, создающие структуры, сходные с таковыми шельфов ПО атлантического типа, свидетельствующие либо о быстром прогибании дна моря, либо о поднятии ОД или континентальной суши. Обшее погружение котловин ОМ на основании геологических данных оценивается в несколько тысяч метров (Кириллова, 1992).

Среди горизонтальных движений хорошо доказано растяжение в форме рифтогенеза, вначале рассеянного, а затем концентрированного спрединга, подтвержденное не всегда отчетливыми магнитными аномалиями и особенно интенсивное во фронтальной части морей. Процессы сжатия установлены для более поздних этапов развития. Так, осадочные бассейны восточной части Японского моря, выполненные глубоководными отложениями, начиная с позднего плиоцена в результате широтного сжатия были подняты на меньшие глубины и надвинуты на восток (Ишивада и Др. 1984). Все остаточные и активные луги восточной части Филиппинского моря асимметричны и имеют крутой восточный и пологий западный склоны, что свидетельствует об их надвигании на восток. Аналогичный механизм определяет ситуацию и в тех ОМ, где развиты глубоководные желоба с предполагаемой субдукцией под окраинно-морской склон ОД Явления надвигания более легкой континентальной коры на более тяже лую океаническую имели место со стороны Филиппинских и Японских 0С тровов в направлении глубоководных желобов (Филиппинского и Рюкю)



Рис.5.5. Схематические геологические разрезы ПОДВОДНЫХ возвышенностей Японского моря (бордерленда) (Коновалов, 1984): 1 - базальты, 2 - андезибазальты, 3 - андезиты, 4 - андезидациты, 5 - дациты и риолиты, 6 - граниты, 7 - пирокластические образования (а - туфы песчаной размерности, б - вулканические брекчии), 8 - песчаники и гравелиты, 9 - слабоуплотненные осадки, диатомиты, 10 - алевролиты и аргиллиты, 11 - перерывы в осадконакоплении, 12 - метаморфические сланцы, 13 - переслаивание метаморфических сланцев с порфиритами, гнейсами, амфиболитами и роговиками, 14 - переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, 15 - филлитоподобные и ороговикованные песчаники, 16 - несогласное залегание

первоначально возникших как компенсационные прогибы на сочленении вух кор различной мощности. В сторону Новогебридского желоба происходит надвигание Новогебридской ОД и Северо-Фиджийской котловины, менее глубоководной и обладающей более мощной и соответственно менее плотной корой.

S.3. Магматические формации и петрогенетические серии

Магматические формации ОМ характеризуются высокой вариабельностью состава, обусловленной типом геоструктуры и подстилающей земной коры, а также этапом развития моря. Они представлены следующими петрогенетическими сериями (в порядке их распространенности): толеитовой, субщелочной, известково-щелочной и щелочно-оливин-базальтзанитовой. Интрузивные породы представлены базит-гипербазитовыми комплексами, совместно с толеитами образующими офиолитовые ассоци-

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,56	53,64	59,64	65,94	69,74	73,22	48,02	55,18	57,72	65,98
TiO ₂	1,18	1,28	0,52	0,49	0,41	0,19	1,34	0,72	0,75	0,20
Al_2O_3	19,14	17,65	16,51	16,04	15,65	13,03	17,28	18,15	18,89	16,39
Fe_2O_3	7,22	6,05	3,25	1,31	1,26	1,52	7,01	3,63	3,68	2,20
FeO	3,12	2,87	1,77	4,06	1,94	2,37	3,68	3,21	1,71	0,80
MnO	0,12	0,23	0,24	0,07	0,07	0,17	0,18	0,13	0,27	0,06
MgO	4,08	3,42	2,64	1,23	0,97	0,51	5,86	2,24	1,84	0,58
CaO	8,30	7,33	4,41	2,78	1,34	0,99	9,15	5,76	5,16	1,37
Na_2O	3,63	3,92	4,00	3,40	3,60	3,44	3,48	4,52	5,23	6.06
K_2O	0,90	1,37	2,04	2,84	3,31	3,96	1,47	2,60	3,32	5,29
P_2O_5	0,21	0,31	0,14	0,13	0,25	0,18	0,57	0,32	0,28	0,04

Средний химический состав (мас. %) пород известково-шелочной и субщелочной серий Японского моря (Коновалов, 1984)

П р и м е ч а н и е. 1-6- известково-щелочная серия (эоценовый комплекс) поднятия Ямато; 7 - 10 - субщелочная серия (среднемиоцен-плейстоценовый комплекс) поднятия **Мейё** (котловина Хонсю).

ации, и малоглубинными дифференцированными интрузивами, близкими по возрасту и составу комагматичным вулканитам. Все перечисленные серии известны в котловинах, в остаточных подводных и современных активных ОД, обрамляющих ОМ.

Магматические породы ОД хорошо изучены и детально описаны в главе 3. Менее изучены магматические породы котловин и трогов, наиболее полные разрезы которых известны лишь на блоковых поднятиях, осложняющих дно. Формально относясь к тем же типам серий, что и в ОД, вулканические породы котловин отличаются четкой спецификой. Краткая характеристика этих серий, приведенная ниже, дана в порядке их места в эволюционном ряду ОМ (рис 5.5).

5.4. Вещественный состав вулканических пород

Известково-щелочные серии развиты ограниченно как в пределах шельфа (Охотское море), так и на поднятиях и подводных хребтах (Японское море), слагая основание вулканогенного комплекса в ОМ и фиксируя этап. когда впадины моря не существовало. В Японском море они имеют возраст от эоцена до раннего миоцена включительно, залегая с перерывом на разновозрастных отложениях от верхнемеловых до протерозойских Известково-щелочному вулканизму предшествовала и, по-видимому, ^{3а} ключала его интенсивная эрозия, о чем говорят находки при драгировании позднемеловых и более древних гранитоидов. Это наземные, реже мелководные лавы и туфы андезитового, чаще дацитового и риолитового, редковазальтового состава. Они отличаются от островодужных пород широким

развитием игнимбритов, более высоким содержанием глинозема, титана и калия (табл. 5.1) весьма высоким коэффициентом эксплозивности, частой встречаемостью гидроксилсодержащих минералов. По этим параметрам они более близки к известково-щелочным породам орогенных поясов /Фролова, 1989). Низкокалиевые серии, известные на ОД, отсутствуют, в техе время появляются кварцевые латиты и пантеллериты, отличающиеся от островодужных пород более высоким содержанием титана и щелочей, особенно калия.

Формации, сложенные породами субшелочной серии, распространены значительно шире. Установлено их залегание на кислых и средних известково-щелочных вулканитах, от которых они часто отделены перерывом (Японское море). Среди них выделяются недифференцированные базальтовые и дифференцированные базальт-трахиандезит-трахидацитовые (трахитовые) формации. Первые широко развиты в пределах ряда котловин, преимущественно в тыловых частях морей (котловина Центральная в Японском море, Сикоку в Филиппинском), а также в рифтовых структурах, рассекающих котловины (хр. Окусири, желоб Тояма в Японском море), где они обладают четко выраженной калиевой спецификой. Однако большая их часть относится к калиево-натриевому типу и связана переходами с толеитовыми базальтами, которые слагают вышележащие части разреза (Центральная котловина Японского моря). Судя по площадному распространению, наличию структур пиллоу, микроструктурам и прослоям осадочных пород, это были трещинные подводные, вероятно, мелководные излияния, обильная пористость которых свидетельствует о высоком содержании летучих (рис.5.6).

Субщелочные базальты преобладающего калиево-натриевого типа помимо Центральной котловины Японского моря (Коновалов, 1984) известны в котловинах Дайто и Сикоку Филиппинского моря (Initial report..., 1980, 1981), в окраинно-морском склоне Новогебридского желоба (Бурикова, Коновалов, 1991). Это порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза (An₈₄₋₅₅), оливина (Fa₁₂₋₃₀), клинопироксена — авгита и титанавгита, реже калиевого полевого шпата и роговой обманки — керсутита. Шпинелиды образуют эволюционный ряд от ранних хромистых шпинелей, ассоциирующих с оливином, до титаномагнетита. Наиболее характерным парагенезисом основной массы являются плагиоклаз, клиноироксен, оливин, титаномагнетит, ильменит. Базальты калиевого ряда, ввестные в рифтовых структурах Японского моря, отличаются от вышеописанных повсеместным присутствием калиевого полевого шпата, более обильным оливином, амфиболом, появлением биотита, широким развииемтитан-авгита среди пироксенов.

Субщелочные базальты представляют собой преимущественно олииннормативные, а в калиевых подтипах — нефелиннормативные породы табл. 5.1). По сравнению с базальтами нормальной щелочности суб-



Рис. 5.6. Типы базальтов окраинных морей (Лапин, Фролова, 1992);1 - базальт толеитовый (d=1,3 мм). Японское море, Центральная котловина. Структура мелкопорфировая, основная масса гиалопилитовая, текстура пористая. Преобладает темное вулканическое (сидеромелановое) стекло с беспорядочно расположенными длиннопризматическими кристаллами плагиоклаза, образующими игольчатые срастания, и мелкие зерна клинопироксена. 2 - гиалобазальт оливиновый (d = 6,7мм) Японское море, Центральная котловина, возвышенность Богорова. Структура порфировая, основная масса гиалопилитовая, текстура пористая. Вкрапленники плагиоклаза и оливина (до 50% породы) погружены в прозрачное пузыристое вулканическое стекло с микролитами полевого шпата и хлоритовыми пустотами. 3 - базальт оливиновый (d = 3,1). Филиппинское море, хр. Кюсю-Палау. Структура порфировая, основная масса гиалопилитовая, текстура пористая, шлаковая и флюн дальная. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз, в меньшей степени отмечают тся ортопироксен и оливин. Основная масса темная стекловатая, переполнена 🖤 бо ориентированными лейстами плагиоклаза, зернами пироксена и пылевидным магнетитом. 4 - базальт оливиновый (d = 6,7 мм). Филиппинское море, зона разлома Яп. Структура гломеропорфировая, основная масса интерсертальная, текст) ра пористая и миндалекаменная. Вкрапленники плагиоклаза и оливина образуют рассеянные скопления, в основной массе - игольчатый пироксен-плагиоклазовы агрегат, погруженный в вулканическое стекло

шелочные базальты содерият много щелочей (до 6-7%). больше глинозема (до 18-20%). в то же время содержание (1.1 титана 15%), за редким исключением (Новогебридский желоб), не выше, чем в толеитовых базальтах. Низкая магнезиальность большинства пород (MgO = 4-5%) свидетельствует 0 том, что первичные магмы редко достигали поверхности. Более магнезиальны (до 7-8%) и, следовательно, более примитивны субшелочные базальты Филиппинского моря. При некотором сходстве геохимических спектров c океаническими типами Е-**MORB** субшелочные базальты обнаруживают увеличение солержаний Rb. 🖌 Ва, а некоторые из них пониженные содержания Та и Nb, столь харакгерные для пород АО (рис. 5.7).

В СВЯЗИ С ВЫСОКОЙ ПО-



nopoda / N-MORB

Sr K Rb Ba Th Ta Nb Ce P Zr Hf Sm Ti Y Yb

Рис.5.7. Средний состав микроэлементов, нормализованный по N-MORB, в базальтах субщелочных серий окраинных морей: 1 - базальты океана типа E-MORB (Sauners, Tarney, 1979); 2-5 - базальты окраинных морей: 2 - котловина Сикоку, 3 котловина Дайто Филиппинского моря (Initial report..., 1980); 4 - Курильская котловина Охотского моря (Подводный вулканизм..., 1992); 5 - Южный Новогебридский желоб Кораллового моря (Бурикова, Коновалов, 1991)

ДВИЖНОСТЬЮ большинства крупноионных элементов при вторичных изменениях (Сандерс, Тарни, 1987), особое значение имеют содержания наименее подвижного из них Th, а также отношения Th/Ta и Th/Nb, поскольку Th, с одной стороны, и Ta и Nb — с другой, ведут себя когерентно только в океанах, разделяясь в породах AO и, таким образом, когерентно только в океанах, разделяясь в породах AO и, таким образом, когерентно только в океанах, разделяясь в породах AO и, таким образом, когерентно только в океанах разделяясь в породах AO и, таким образом, когерентно только в океанах празделяясь в породах AO и, таким образом, когерентно только в океанах промежиточнической обстановки. В субщелочных базальтах OM содержания Th близки к океаническим, а сосержания Ta и Nb являются промежуточными между островодужными и икеаническими типами E-MORB, так же как отношения Th/Ta и Th/Nb. По спектру в з 9 (рис. 5.8) и по содержанию Ni и Cr они близки океаническим базальтам типа E-MORB.

Дифференцированные серии субщелочных вулканитов (базальты,



Рис.5.8. Спектры редкоземельных элементов, нормализованные по хондриту (Wedepohl, 1981), в базальтах субщелочных серий Кораллового (А) и Филиппинского (Б) окраинных морей: 1 - Южный Новогебридский желоб (Бурикова, Коновалов, 1991); 2-3 - бассейн Вудларк (2 - часть, заложившаяся заведомо на континентальном основании, 3 - часть, заложившаяся на коре океанического типа) (Dril et al., 1994); 4 - котловина Сикоку; 5 - котловина Дайто; 6 - базальты океана типа E-MORB для A и Б (Saunders, Tarney, 1979)

трахиандезиты, трахиты, трахидациты), развитые во фронтальных частях морей, например в Японском и Охотском, формируются из вулканов центрального типа и обнаруживают большое сходство с аналогичными сериями тыловых частей ОД. Так, базальты этих серий, непрерывно прослеженные по поперечному разлому в пределы Курильской котловины вплоть до ее западного борта со стороны Курильской ОД (Подводный **вулканизм**, 1952), по микроэлементному составу и наличию четкого минимума по Та и Nb соответствуют породам ОД (см. рис. 5.7). Другие серии дифференцированы до латитов и комендитов и ближе к субщелочным сериям эпиорогенных рифтов (Кузьмин, 1982).

Породы толеитовой серии преобладают в глубоководных котловинах и практически не дифференцированы. Поскольку наши знания о вулканизме котловин ограничиваются преимущественно верхами разреза — заключительными его фазами, данных о породах, подстилающих толеитовые базальты, мало. Так, в Коралловом море на окраинно-морском склоне Новогебридского желоба установлено их налегание на субщелочные базальты описанного выше типа (Бурикова, Коновалов, 1991). По вещественному составу толеитовые базальты разделяются на две группы: одна и них обнаруживает сходство с островодужными толеитами, другая близка по составу к океаническим базальтам.

К первой группе относится часть базальтов Марианского трога и под водных хребтов (рис.5.9), базальты восточной части моря Скоша (рис.5.1 табл. 5.2; Saunders, Tarney, [979) и базальты задугового трога Хавр моря Фиджи (Tararin et **1996)**. Это наиболее молодые проявления трещинного задугового магматизма данного ОМ, и, следовательно, они фиксируют магматизм ранних этапов формирования соответствующих котловин. Это порфировые или редкопорфировые базальты (см. рис. 5.6) с вкрапленниками оливина (Fa9-12), С включениями высокохромистой шпинели, преобладающего зонального плагиоклаза (An₇₅₋₆₅) И клинопироксен-авгита. В состав основной массы входят плагиоклаз (An₆₅₋₅₀), клинопироксен и магнетит, погруженные в составляющее 50-90% стекло. объема. Базальты обладают пористыми текстурами, объем пор в

среднем около 5%, реже до 15-20%.



Рис. 5.9. Средний состав микроэлементов, нормализованный по N-MORB, в базальтах нормальной щелочности современных и остаточных островных дуг Филиппинского бассейна: 1 - Марианская островная дуга; 2 -Западно-Марианский хребет; 3 - хребет Кюсю-Палау (Initial reports..., 1981)

Судя по высоким содержаниям MgO (8-10%) и CaO (до 13%), широко распространены разности, достаточно близкие к первичным магмам. Содержание щелочей несколько выше, чем в средних океанических толеитах типа N-MORB (до 3% вместо 2-2,5%) при несколько более высоком содержании К2О (0,25-0,30%; см. табл. 5.2). Особенности микроэлементного состава наряду с феннеровским типом дифференциации сближают эти породы с океаническими толеитами (табл. 5.3). Однако по более высоким содержаниям ряда крупноионных элементов, особенно Rb, 🙇 Sr, Th, по четкому минимуму содержаний Ta, Nb, что определяет высокие Th/Ta и Th/Nb отношения (см. рис. 5.9), они обнаруживают черты ходства с базальтами ОД (Saunders, Tarney, 1979). По отношению Ti/Cr-M (Beccaluva, Ohnenstetter, Ohnenstetter, 1979) эти базальты также попадают в поле ОД. В то же время спектр РЗЭ в них близок к спектру N-MORB, хотя в нем и отсутствует обеднение легкими РЗЭ, характерное для этих последних (рис. 5.11, А). Таким образом, базальты недавно раскрытых котловин как бы сочетают в себе черты островодужной и океанической природы. Однако вполне возможно наличие сходных с ними базальтов в нижних частях разреза более древних котловин.

Во второй, самой распространенной группе толеитовых базальтов, близких по составу к океаническим, выделяется две разновидности: "по-

Средний химический состав окраинных

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	48,50	48,57	44,60	49,33	49,22	49,73	48,78	47,80	45,9(f
TiO ₂	1,54	1,12	3,33	0,98	1,25	1,40	3,98	1,55	3,87
Al_2O_3	18,13	17,47	17,27	15,15	16,24	16,02	13,28	16,26	13,60
Fe_2O_3	5,76	6,04	4,98	1,22	1,24	9,07	1,82	8,39	1,50
FeO	3,48	4,00	6,05	8,06	8,24	-	11,10	-	9,16
MnO	0,15	0,17	0,18	0,16	0,15	0,15	0,20	0,15	0,24
MgO	4,33	5,77	5,27	8,81	7,90	6,64	5,97	7,64	6,33
CaO	9,80	9,44	9,61	12,30	11,97	12,04	9,45	8,39	11,22
Na_2O	2,99	3,22	3,27	2,44	2,69	2,67	2,90	3,60	3,05
K_2O	1,32	1,22	3,00	0,18	0,22	0,26	0,60	1,97	1,63
P_2O_5	0,49	0,47	0,28	0,07	0,09	0,18	0,41	0,32	0,64
П.П.П.	н.о.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	1,05	Н.О.	2,06
Ι	96,49	97,49	97,84	98,70	98,21.	98,16	99,49	96,07	99,20
n	48	19	11	12	7	113	8	5	9

П р и м е ч а н и е. Японское море (13; Коновалов, 1984), субщелочная серия, котлонсю; щелочная серия; 3 - Цусимская котловина (о-ва Уллындо и Глебова). Филип-..., 1980, 1981, 1982), толеитовая серия (4-7), котловины: **4 – Западно-Филиппинс** 7 - субщелочная серия, котловина Дайто; щелочная серия (8-10), котловины: 8-Скоша, толеитовая серия; **11–12 – море Лау**, толеитовая серия; **11** - "пористые" ты (Drill et al., 1992); **13** - средний океанический базальт типа **N-MORB** (Pearce,

ристые", близкие к переходным, реже — обогащенным океаническим **толеитам** Т- и **E-MORB**, и массивные базальты, близкие к **N-MORB**. Базальты первой разновидности описаны во многих работах (**Dril** et al., 1992; Hawkins, **1976**; Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Они известны в междуговом бассейне Лау, троге Вудларк, в восточной части моря Скоша, в бассейне Паресе-Вела Филиппинского моря (Initial report..., **1982**), в Центральной котловине Японского моря (Koнoвалов, 1984) и в других местах. В Японском море установлено их залегание на субщелочных базальтах, а в бассейне Вудларк — их связь с типом коры: они известны в той части **бассейна**. **N-MORB** в части бассейна, подстилаемого океанической корой. Широки^A спектр составов от оливиннормативных до кварцнормативных, наряду вариациями магнезиальности ("М"=40-65), в большинстве случаев более низкой, чем в примитивных мантийных расплавах, говорит об их обог

С базальтами часто связаны незначительные по объему дациты и пе мзы, что указывает на тенденцию к образованию серий контрастного тип (бассейн Вудларк, Лау в Меланезии), не свойственных океаническом Таблица 5.2

	~
MO	пеи
1110	pen

10	11	12	13		
50.69	50,18	49,67	49,14		
1,25	1,19	1,31	1,17		
16,94	15,58	14,94	15,64		
8,34	2,88	2,46	2,64		
_	7,42	8,75	6,66		
0,15	0,17	0,19	0,16		
7,63	6,58	7,79	8,22		
10,88	11,47	11,82	11,84		
3,08	2,83	2,64	2,40		
0,44	0,42	0,07	0,20		
0,18	0,15	0,09	0,12		
Н.О.	1,18	0,37	1,09		
99,58	100,05	100,10	99,28		
3	3	4	-		

ловины: 1 - Центральная, 2 - Хопинское море (4-9; Initial report кая, 5 - Паресе-Вела, 6 - Сикоку; Сикоку, 9 - Дайто, 10 - море базальты, 12 - массивные базаль-1982).

магматизму. Для этих базальтов характерподушечные текстуры, порфировое ны сложение, более широкое развитие пироксена во вкрапленниках, повышенные содержания калия (до 1,5%) и менее значительный темп накопления железа и титана в процессе дифференциации по сравнению с океаническими толеитовыми базальтами. В отличие от этих последних обогащены крупноионными литоони фильными элементами, а уровень содержания РЗЭ близок к таковому в базальтах первой группы (см. рис. 5.11). Эта разновидность базальтов, обнаруженная в ряде бассейнов, получила название базальтов задуговых бассейнов (ВАВВ), однако значительная неоднородность состава делает нечеткими его границы (Hawkins, 1976).

Базальты, близкие по типу к N-MORB, слагают верхние части второго (базальтового) слоя земной коры в наиболее древних бассейнах ОМ (см. рис. 5.10, Б), где они имеют площадное распространение (котловины Филиппинская и Паресе-Вела Филиппинского моря, западная котловина моря Скоша, Коман-

дорская котловина Берингова моря, Карибская котловина и др.). В ряде других котловин они встречаются наряду со щелочными базальтами (Сикоку) или с толеитовыми сериями вышеописанных типов (котловины Марианская, Вудларк, Лау, Манус, Паресе-Вела и др.). Это порфировые и афировые породы, с преобладающими оливин-плагиоклазовыми парагенезисами, слабопористыми текстурами, массивного, реже подушечного сложения. Дифференциация этой серии, как правило, ограничивается вариациями магнезиальности в базальтах. Высокими "мантийными" значениями коэффициента магнезиальности "М", означающими равновесие расплава с мантийным субстратом, обладает небольшое количество пород, базальтами N-MORB океана. Они обладают несколько более высоким **Содержанием Al₂O₃, TiO₂, FeO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, но более низкими СаО и MgO**, по сравнению со средним океаническим базальтом.

По данным А.Я.Шараськина (1992), различия в петрогенных элементактатистически не значимы, что дает ему основание этот тип толеитовых базальтов ОМ считать тождественным океаническим. Однако эти отличия, наряду с повышенным содержанием крупноионных элементов-при-



Рис.5.10. Средний состав микроэлементов, нормализованный по N-MORB. в базальтах толеитовых серий различных окраинных морей: А - толеитовые базальты, обнаруживающие сходство с породами островных дуг: 1 - море Скоша (Петрология и геохимия..., 1987); 2 - Марианский трог (Initial reports..., 1980, 1981): 3-4базальты котловины Лау (3 - пористые, 4 - массивные) (Drilet et al., 1994); Б - толеитовые базальты, близкие по типу N-MORB: 1 - Западно-Филиппинская когловина; 2 - котловина Паресе-Вела (Initial reports..., 1980, 1981, 1982)

месей, особенно Rb, Sr, Ba при наличии минимума по Ta и Nb (см. рис. 5.10,Б), и более низкими содержаниями остальных высокозарядных элементов, не позволяют безоговорочно относить их к типу N-MORB, несмотря на близость спектров РЗЭ (см. рис. 5.11,Б). Установлено залегание этого типа базальтов на "пористых" толеитах предыдущего типа (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Их распространение в верхних частях разреза пубоководных котловин, закончивших свою эндогенную активность и близких к изостатической компенсации (Филиппинская котловина), свидетельствует о том, что они относятся к завершающему этапу формирования океанической коры.

Щелочные оливиновые базальты и базаниты, дифференцированные до трахитов, распространены незначительно. Они известны либо в риф' тогенных структурах, рассекающих континентальную кору на ранних этапах формирования котловин, либо в подводных или островных вулканах возникающих на поздних этапах вулканической активности морей и приу роченных к разломам на океанической коре. В отличие от описанно выше серии субщелочных базальтов это высокотитанистые и низкогли ноземистые породы, которые в зависимости от различий в геологическо обстановке разделяются на две разновидности. Примером первой разно видности являются высокощелочные низкокремнеземистые базальты и симской котловины с калиевой спецификой и спорадическим появление модальных фельдшпатоидов. Они развиты на коре высокой мощности котловиной глубиной до 20 км, переходящей к югу в континентальн шельф Корейского полуострова и о. Хонсю. Эта серия близка по составу



Рис.5.11. Спектры РЗЭ, нормализованные по хондриту (Wedepohl, 1981), в толеитовых базальтах окраинных морей и прилегающих островных дуг: А - базальты, обнаруживающие сходство с базальтами островных дуг: 1 - Марианский трог; 2 - море Скоша (Петрология и **геохимия**..., 1987); 3-4 - котловина Лау (3 массивные разности, 4 - пористые разности) (Dril et al., 1994). Б - базальты, близкие к типу N-MORB: 1 - Южный Новогебридский желоб (Бурикова, Коновалов, 1991); 2-4 - Филиппинское море (2 - Западно-Филиппинская котловина, 3 - котловина Паресе-Вела, 4 - котловина Сикоку) (Initial reports..., 1980,1981,1982)

породам континентальных рифтов (Коновалов, 1984). Примером вторых являются породы серии щелочных оливиновых базальтов-гавайитов-муджиеритов-трахитов, образующие изолированные вулканы или их группы типа вулкана Виноградова в Филиппинском море (Щека и др., 1986), аналогичные сериям внутриплитного постспредингового магматизма гавайского типа.

5.5. Происхождение вулканических пород

Согласно теоретическим расчетам и термобарометрическим оценкам P-T параметров, давление на глубинах магмогенерации, где магма отделялась от диапира, аккумулировалась и начиналась ее кристаллизация, варьировали от значений 30 кбар (80-100 км) до 1-2 кбар (35-40 км), закономерно уменьшаясь от щелочных к толеитовым базальтам (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989). Следовательно, главным источником большинсва магматических расплавов ОМ является мантийный субстрат, как истощенный, так и в разной степени обогащенный. Об этом говорят вариации состава наиболее примитивных типов базальтов, близких к исходным, в частности их щелочности и элементов-примесей. Однако специфические черты магматизма ОМ заставляют считать, что источник расплавов был Стерогенным. Дополнительными источниками являются материал земной Коры и флюидные компоненты.

Роль корового компонента весьма существенна, а возможно, и преобадающая в ранних известково-щелочных сериях, столь богатых среднии и кислыми породами. Это подтверждается прямой корреляцией между объемами кислых и средних пород с мощностью и степенью "континенальности" земной коры в основании ОМ. Об этом же косвенно свидеСредний состав микроэлементов базальтов котловин окраинных морей

Marino	1	2	2	4	E	6	7	0	0	10
микро-	1	4	3	4	5	0		0	9	10
элемен-										
ТЫ										
Pb	6,3	4,1	5,2	7,7	8,2	15,0	26,0	6	2	2
Ba	70	9	16	28	175	150	351	101	16	20
Sr	200	85	127	184	417	317	879	143	90	121
Zr	107	52	75	86	284	161	200	70	75	90
Nb	4,6	3	3	3	28,0	25,0	30,0	2,5	2,1	4,6
Th	-	0,12	0,21	1,00	2,27	3,0	1,9	-	-	0,26
Ta	0,9	0,09	0,16	-	-	-	-	-	-	0,29
Hf	2,5	1,55	1,87	-	6,40	-	4,64	2,75	4,3	2,44
Y	27,6	24,8	27,5	28,0	37,0	29,0	26,0	22	27,7	33
Ce	16,1	5,4	7.5	12,7	57,5	32,4	55,6	16	10,5	11,0
Sm	3,33	—	-	-	-	-	-	3,9	2,7	3,26
Ni	64	151	107	64	63	139	48	48	103	90
Cr	245	278	230	230	125	215	122	171	357	251
n	3	12	7	113	4	5	6	3	4	-

Примечание. 1 - море Скотия (Тагпеу et al., 1982), толеитовая серия; 2-7 -Филиппинское море (Initial report..., 1980, 1981, 1982): 2-5 - толеитовая серия (котловины: 2 - Западно-Филиппинская, 3 - Паресе-Вела, 4 - Сикоку), 5 субщелочная серия, котловина Дайто; 6, 7 - щелочная серия (котловины: 6 -Сикоку, 7 - Дайто); 8, 9 - море Лау (Dril et al., 1992), толеитовая серия: 8 -"пористые" базальты, 9 - массивные базальты и пиллоу-лавы; 10 - средний океанический базальт типа N-MORB (Pearce, 1982).

тельствует наличие деструктированных и переработанных блоков континентальной коры в пределах морских акваторий.

Менее значительна роль корового материала в субщелочных сериях, хотя можно предположить, что наличие значительных объемов кислых пород среди их дифференциатов говорит о его присутствии. Наконец, она сходит на нет в случае весьма обильного поступления мантийного материала в условиях интенсивного растяжения. К таким сугубо мантийным расплавам относятся толеитовые.

Субдуцированная океаническая кора вряд ли участвует в качестве дополнительного источника при магмообразовании прежде всего в связи [©] тем, что часть СФЗ имеет близкие к вертикальным падения (пример — Марианская дуга) и их материал не мог оказывать влияние на магматизм в ОМ. Кроме того, в ряде котловин установлено, что рифтогенез, привеД" ший к образованию ОМ, является более ранним, чем начало субдукции.

Вторым дополнительным источником при магмообразовании служат флюидные компоненты. Их наличие в вулканитах ОМ в количествах, превышающих таковые в **MORB**, проявляется в высокой эксплозивности и повышенной пористости пород, а также в особенностях химизма — высоких содержаниях глинозема и крупноионных литофильных элементов, обладающих сродством к водному флюиду. Косвенно об этом же свидетельствует высокая степень окисленности железа. Роль флюидов максимальна известково-щелочных и субщелочных типах окраинно-морских серий, близких к богатым летучими ($H_2O = 1-6\%$) островодужным магмам. Они постепенно уменьшаются в толеитах, сходя до минимума в их типе, близком к N-MORB. Происхождение флюидных магм большинство исследователей связывают с дегидратацией погружающейся в зоне субдукции океанической коры (Tatsumi, 1991). Альтернативная точка зрения предполагает полностью или частично эндогенное происхождение флюидной фазы, связанной с поднимающимся диапиром (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989; Тихоокеанская окраина..., 1991) либо с поднятием ее вдоль глубинных тектонических зон, в частности вдоль СФЗ (Шейнманн, 1968: Шараськин, 1992; Macdonald, 1963). Одним из доказательств эндогенной природы флюидов являются данные о ювенильной природе воды в породах АО, в частности в бонинитах (Данюшевский, Соболев, Кононова, 1991), о высокотемпературных фумаролах на ОД.

5.6. Эволюция магматических формаций во времени

Начало процессов рифтогенеза и погружения впадин достаточно близко в разных ОМ и приходится на конец мела — ранний палеоген, однако различия в их магматизме и степени продвинутости в эволюционном ряду последовательно возникающих магматических серий весьма значительны. Поскольку в подавляющем большинстве ОМ зафиксированы реликты континентальной коры, очевидно, что они представляют единый класс структур с разной степенью ее переработки, определяемой интенсивностью эндогенных глубинных процессов под ними. Их наименьшая интенсивность свойственна шельфовым морям типа Охотского и Восточно-Китайского. Она увеличивается в морях типа Японского и Южно-Китайского, где известны многочисленные существенно переработанные блоки континентальной коры среди новообразованной океанической. Конечный этап этого процесса наблюдается в морях типа Филиппинского, которое практически полностью подстилается океанической корой. Именно в последних достигается изостатическая компенсация и резко снижается тепловой поток.

Рассмотрение магматизма OM, находящихся на разных этапах эволюции, позволяет составить временной ряд магматических формаций (Рис. 5.12). Ранние члены этого ряда варьируют в зависимости от строения состава фундамента и интенсивности его переработки. В шельфовых морях эволюционный ряд прерывается на самых ранних этапах, ограичиваясь наземным среднекислым известково-щелочным магматизмом (Охотское море). В морях с реликтами континентальной коры известково-



Рис. 5.12. Вертикальные ряды вулканических формаций некоторых окраинных морей и континентальных рифтов (эпиорогенных и эпиплатформенных). Формации: 1 - толеит-базальтовая, 2 - щелочно-базальтовая, 3 - щелочных оливиновых базальтов, гавайитов и других дифференциатов, 4 - щелочных базальтов, базанитов, нефелинитов и других крайне щелочных базитов и их дифференциатов. 5 - базальт-риолитовая, 6 - субщелочных базальтов. 7 - трахибазальттрахитовая, 8 - базальт-андезит-дацитовая, известково-щелочная, 9 - дацит-трахириолитовая (игнимбритовая), 10 - трахитовая, 11 - фонолитовая

щелочной магматизм сменяется подводным, существенно базальтовым вулканизмом повышенной щелочности, знаменующим начало погружения впадин в обстановке рассредоточенного растяжения (Японское, Коралловое и другие моря). Этот ряд по антидромному характеру и щелочному уклону напоминает эволюционный ряд эпиорогенных рифтов (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989).

В случае заложения впадины на мощной древней допалеозойскои коре возникают щелочные базальтовые серии, аналогичные таковым в континентальных рифтовых зонах (Цусимская котловина). И наконец, междуговых трогах, расшепляющих структуры фронтальных ОД, на ранних этапах формируются толеитовые серии, обладающие сходством островодужными толеитами (Марианская котловина, море Скоша) Они эволюционируют от обогащенных типов Т-и E-MORB, еще сохраняющих тенденцию к образованию контрастных серий и повышенное содержание флюидов, свойственное магматитам АО ("пористые" базальты), к относительно "сухому" типу **N-MORB**, характерному для СОХ. Одновременно уменьшаются содержания крупноионных литофильных элементов (K, Rb, **Ba**, La, Th) и увеличиваются содержания высокозарядных (Ti, Ta, Zr, Nb, **If)**. Источник магмогенерации становится все более однородным мантийным.

Сходство с магматизмом СОХ на последнем этапе эволюции обнаруживается и в появлении ультрабазитов в зонах растяжений, образующих с базальтами офиолитовые ассоциации (Геология дна..., 1980; Геотраверз ..., 1991), аналогичные по составу океаническим. Заканчивается этот ряд незначительным по объему субщелочным и щелочным магматизмом, сходным с внутриплитным магматизмом океанов (гора Виноградова, Центральный разлом Филиппинского моря; Щека, Кулинич, Высоцкий, 1986). Таким образом, ОМ являются уникальными структурами, в процессе формирования которых можно проследить все переходы от корового и мантийно-корового магматизма, отражающего в своем составе строение, состав и тип коры фундамента, к мантийному магматизму, знаменующему образование малых океанических бассейнов.

Сравнение эволюции магматизма ОМ и другой магматогенной струкпоказывает их принципиальное отличие. Оно заключаеттуры АО-ОЛ ся в первую очередь в том, что офиолитовые ассоциации не венчают, а предваряют собой эволюционные ряды магматизма ОД, фиксируя "предостроводужный" этап, когда современного поднятия ОД не существовало. Особенности состава вулканических членов офиолитовых ассоциаций, представленных подводными толеитами и бонинитами, а также ультрабазитов позволяют рассматривать значительную часть офиолитов основания ОД как автохтонные образования (Пирс, Липпард, Робертс, 1987; Bloomer, Hawkins, 1983). Следует отметить, однако, что офиолиты в основании разреза свойственны далеко не всем дугам: при наличии мощной континентальной коры офиолитовый магматизм отсутствует. Не менее существенны отличия и на более поздних этапах эволюции. Толеитовый магматизм ОД сменяется известково-щелочными и щелочными (преимущественно шошонитовыми) сериями, т.е. в последовательности, обратной таковой в ОМ. И наконец, в ОД присутствуют бониниты, пока не известные котловинах ОМ.

Если учесть, что начало магматической активности в окраинных мо-Рях и фронтальных по отношению к ним ОД близко синхронно (Пирс, Липпард, Робертс, 1987; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989), можно сделать вывод о контрастности тектонического режима в этих структурах. ак, сводовые поднятия с наземным вулканизмом, предшествующие обраованию впадин ОМ, сосуществовали с краевыми прогибами ОД, положение которых определялось разломами, отделяющими эти поднятия от окена. Превращение приразломных прогибов в положительную структуру ОД совершалось позднее, одновременно с образованием впадины моря.

5.7. Выводы

 Окраинные моря, представляя единый класс структур, различаются интенсивностью эндогенных процессов под ними и разной степенью переработки земной коры, начиная от шельфовых морей, где сохранилась континентальная кора, кончая морями с новообразованной океанической корой.

2. Магматизм ранних этапов развития ОМ несет черты магматизма свойственного предшествующим обстановкам, в частности островодужным и рифтогенным, и заканчивается базальтовым магматизмом океанического типа (MORB).

3. По сравнению с океанами в ОМ значительную роль играет щелочной и субщелочной магматизм. Среди щелочных формаций выделяется несколько типов: ранние субщелочные, сходные с тыловыми островодужными породами, щелочно-базанитовые рифтогенного типа, возникающие на зрелой континентальной коре, и поздние, близкие к формациям внутриплитного типа океанических островов (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989).

4. Между магматизмом тыловых частей ОД и ОМ существует тесная связь, свидетельствующая о генетическом родстве этих структур.

5. Процесс образования ОМ и их магматизм неодноактны. Как геологические структуры, так и магматические проявления омолаживаются от тыловых частей моря к фронтальным.

6. Временные формационные ряды ОМ и ОД являются как бы зеркальным отражением друг друга, что говорит о контрастности их тектонического режима при практически одновременном формировании.

7. По ряду особенностей: неодновременности формирования отдельных частей моря, наличию блоков континентальной коры, утоняющейся при погружении, смене субщелочного магматизма океаническим толеитовым (Атлантика, Красное море) — ОМ сходны с крупными океаническими бассейнами, но отличаются от них прежде всего мощным осадочным слоем, связанным с близостью суши. Таким образом, формирование ОМ — малых океанических бассейнов — близко, но не тождественно формированию океанов. Мощные толщи осадков, способствующие последующе' му метаморфизму, а также складчатость свидетельствуют о принадлежности ОМ, как и всей АО в целом, к подвижным поясам Земли.

8. Вышеперечисленные данные позволяют предложить **следующую** гипотезу формирования ОМ. Их магматизм обусловлен подъемом разуплотненного горячего диапира, постепенно сменяющегося к фронтальной зоне АО — островным дугам. Это определяет смещение во времени активного магматизма в том же направлении. Остывание и уплотнение тыловых частей диапира приводят к прекращению магматизма и проседанию котловин в тыловых частях морей, в которых континентальная кора в результате комплекса процессов полностью или частично замешается океанической. Предполагается, что к таким процессам относятся: эр⁰

зия ее верхнего слоя на этапе сводового поднятия; магматическое замещение низов коры мантийными **расплавами** — процесс, известный в трапповых полях (Перчук, 1987; Зотов, 1988); уменьшение объема остывающей литосферы в результате перемещения вещества разуплотненного диапира к фронтальным частям АО, в сторону тяжелой и плотной литосферы океана, эклогитизация базальтового слоя земной коры (Артюшков, 1993). Это приводит к надвиганию континентального островодужного блока на океанический и вызывает рифтогенез во фронтальных ОД, их расшепление и образование задуговых и междуговых трогов, как это впервые предложил Д.Кариг (Karig, 1971).

ГЛАВА 6. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ, ВСКРЫТЫЕ В ГЛУ-БОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБАХ

Глубоководные желоба (ГЖ), входящие в триаду главных геоструктур активных окраин, наряду с ОД (или окраинами континентов) и ОМ, фиксируют собой сочленение океанической (субокеанической) и континентальной (субконтинентальной) кор. В преобладающем большинстве случаев они ограничивают активные окраины со стороны океана, однако известны также и на границе ОД и ОМ (желоба Филиппинский, Манильский, Новогебридский, Нансей и др.). Иными словами, ГЖ появляются как компенсационные структуры на границе разогретых и разуплотненных поднимающихся и холодных опускающихся блоков. Изучение формаций, вскрытых в этих глубоких (до 11 км) врезах в земную кору, дает неоценимый материал для восстановления ранних этапов развития прилегающих структур.

6.1. Геология

ГЖ протягиваются на тысячи километров, будучи параллельны вулканическим поясам АО. Они разделены на звенья "перемычками" - поперечными поднятиями или сложно построенными участками гористого рельефа, а также крупными разломами, которые пересекают как прилегающую часть океанической плиты, так и континент или ОД. При этом разделяемые ими блоки земной коры часто оказываются различными по мочности и по типу строения. Создается впечатление, что желоба приспосабливаются к древнему структурному плану региона, т.е. являются более молодыми по отношению к поперечным структурам. Примерами таких труктур являются перемычка Перуанско-Чилийского желоба океаничес-Им хребтом Наска, влияние которого прослеживается на Южно-Американском континенте, ограничивая с юга береговой батолит Перу, а с севе-随 распространение активных современных известково-щелочных вулканов Центрального сегмента Андского пояса, а также крупные субширотные разломы сдвигового характера на Камчатке, трассируемые неогеновым щелочным вулканизмом (Кузнецова, 1995), представляющие собой сквозные структуры типа "островная дуга — желоб" (Супруненко, Авдие, ва, 1982). Известны также переходы желобов по простиранию в краевые прогибы складчатых поясов.

Большинство ГЖ возникли как отрицательные структуры при формировании современной генерации АО, однако окончательно сформи. ровались они в результате быстрого погружения в конце плиоцена — начале плейстоцена одновременно с интенсивным поднятием ОД (Геология и петрология..., 1991). Все желоба имеют асимметричный профиль с более пологими приокеаническими склонами (рис. 6.1). К нижней части их островных склонов приурочен выход на поверхность сейсмофокальной зоны. Дно ГЖ редко достигает ширины 10-20 км и в этом случае имеет аккумулятивную площадку преимущественно за счет материала преддугового склона. Чаще профили имеют V-образный характер. Со стороны океана желоб ограничен краевым валом, а склон его осложнен продольными ступенчатыми сбросами. В приконтинентальном (приостровном) склоне желобов, помимо ступенчатых сбросов, горстов и грабенов фиксируются надвиги, определяющие наличие чешуй, сложенных преимущественно породами этого склона, надвинутыми друг на друга и на подстилающие их океанические осадки с образованием аккреционных призм, присутствующих, однако, отнюдь не всегда.

Между вулканическим фронтом ОД и желобом расположена так называемая преддуговая область (forearc), состоящая из нескольких структурных террас, разделенных крупными уступами. На верхних террасах часто располагаются потерявшие магматическую активность внешние пряды двойных ОД (Малая Курильская гряда), сложенные офиолитовым меланжем (Зондская дуга) или дислоцированными комплексами ранее сформированных осадков (о.Барбадос в Малой Антильской дуге). На нижних террасах обнажается фундамент, на котором закладывались современные вулканические пояса, на выдвинутых в океан дугах представленный породами офиолитовых ассоциаций. В преддуговой области преобладают условия растяжения и погружения. Об этом говорит развитие нормальных и листрических сбросов, которые контролируют сформированные в ее пределах осадочные бассейны.

Выделяется два типа ГЖ, которые условно можно назвать "континентальными" и "океаническими". К первым относятся желоба Перуанско-Чилийский, Японский, Индонезийский, Курило-Камчатский и др. На островных (континентальных) склонах этих желобов вскрыты образования длительно развивавшихся фанерозойских складчатых поясов, а иногда и их докембрийский фундамент (Перуанско-Чилийский желоб). Мошность коры со стороны приконтинентальных склонов таких желобов достигает 40-70 км, Ко второму типу относятся ГЖ, сопряженные с ОД, подстилает мые тонкой (15–20 км) мафической корой, включающей офиолитовые ас социации (Идзу-Бонинский, Волкано, Марианский, Тонга-Кермадек, Юж но-Сандвичев). Для желобов характерна разная степень заполнения их



Рис. 6.1. Схематический обобщенный разрез Курило-Камчатского глубоководного желоба по данным **17-го** рейса НИС "Дмитрий Менделеев": 1 - сейсмический фундамент островного (а) и океанического (б) склонов желоба; 2 -осадки различных типов; 3 - фиксируемые (а) и предполагаемые (б) разломы

осадками, обычно не деформированными, определяемая расстоянием до источника сноса и интенсивностью прогибания. Мощность осадков, как правило, невелика. Полностью выполнены осадками лишь желоба, утратившие активность, например Северо-Американский желоб напротив Каскадных гор, Южно-Антильский желоб в своей северной части напротив о. Южная Георгия.

ГЖ характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести (до 200-250 мГл) и низкими значениями теплового потока, контрастируюшего с соседними вулканическими поясами ОД или окраин континентов. пределах желоба и прилегающей части преддугового склона СФЗ облааст пологим наклоном, близким к горизонтальному. На расстоянии около 🔊 км от оси желоба на глубине 70-100 км под преддуговым склоном роисходит изгиб СФЗ, которая становится более крутой, причем угол чаклона максимален в энсиматических окраинах, вплоть до почти верикального (Марианская дуга) и минимален под окраинами континентов Андах до 10-30°). Предполагается, что напряжения сжатия в верхней пологой части СФЗ сменяются на глубине растяжением. Подтверждением жатия считаются взбросы на своде краевых валов приокеанического склона желоба, образующиеся в процессе субдукции (Зоненшайн, Кузь-1993). В то же время в целом тектонический рисунок обоих склонов с широким развитием сбросов, горстов и некомпенсированных садками грабенов свидетельствует скорее об обстановке растяжения особенно в "океанических" желобах, где развиты нормальные сбросы и практически отсутствуют аккреционные призмы. Таким образом, геодинамические процессы, происходящие в желобах, достаточно сложны и многофакторны и различаются в разных типах желобов и на разных стадиях их развития.

Дискуссионна и природа самой СФЗ. Помимо ее трактовки как жесткой погружающейся субдукционной пластины, ее верхняя пологая часть рассматривается как зона надвига континентального блока на океанический (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989; Шарапов, Симбирева, Бондаренко 1992), тем более значительного, чем больше разница в плотностях взаимодействующих блоков, а также как подошва гравитационных покровов со стороны островного склона (Гнибиденко, 1987). Установление под интенсивно дислоцированными образованиями континентального склона полого залегающей океанической плиты на расстояние в несколько десятков (до 40-60) километров не противоречит ни одному из выдвинутых предположений. Более глубокая и более крутая часть СФЗ трассируется более редкими гипоцентрами землетрясений, с отдельными "провалами" сейсмичности, с смещением отдельных ее отрезков, и часто имеет расплывчатый характер. По существующим представлениям в ней преобладают явления растяжения. Она отождествляется также с подошвой наклоненного (в сторону океана) диапира (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989; Tatsumi, 1991).

Уже с момента возникновения понятия о сейсмофокальных зонах возникали сомнения о возможности ее интерпретации как единой структуры (Хесс, Пушаровский, 1972), что связано с неравномерностью распределения в пространстве гипоцентров землетрясений, ее определяющих. На основе большого фактического материала по Западно-Тихоокеанской зоне перехода Т.К.Злобин (1988) пришел к выводу о невозможности их аппроксимировать единой наклонной плоскостью, за исключением гипоцентров, образующих густые рои на малых глубинах (до 150 км), непосредственно подстилающих ОД, где они трассируют зону относительного перемещения континентального и океанического блоков. На больших глубинах, в более крутой части СФЗ они собраны в обособленные группы, располагаясь вертикально внутри каждой из них. Существуют представления, что в глубинной части СФЗ центры землетрясений приурочены к субвертикальным рифтовым разломам (Сывороткин, 1994), развитым параллельно общему простиранию АО, установленным Е.Е.Милановским и А.М.Никишиным (1988), т.е. что они имеют принципиально иную природу, чем малоглубииные гипоцентры.

Еще ранее было высказано предположение, что СФЗ является гигантской зоной глубинной проницаемости и соответственно подъема летучих компонентов и эндогенного тепла (Шейнманн, 1968). Это перекликается нашими представлениями о совпадении СФЗ с подошвой магмогенерирУ ющего глубинного диапира, обеспечивающего высокое содержание лету **их** компонентов в магмах АО. О большой роли СФЗ как поставщика глубинных флюидов упоминает А.Ф.Шараськин (1992).

6.2. Типы разрезов континентальных и островных склонов желобов

В континентальных желобах в основании склонов залегают преимущественно породы подвижных поясов геосинклинального типа мезозойского (палеозойского) возраста, интенсивно дислоцированные, метаморфизованные в зеленосланцевой или амфиболитовой фациях, местами образующие ряд скученных или налегающих друг на друга одновозрастных пластин. Менее деформированные кайнозойские отложения представлены породами островодужных толеитовых и известково-щелочных дифференцированных серий, которые переслаиваются с вулканокластитами, диатомитовыми и флишоидными осадочными породами.

В "океанических" желобах энсиматических ОД в основании островных склонов встречены эпимагматические основные сланцы, возможно по океаническим базальтам, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, частично испытавшие диафторез. На островодужном склоне Идзу-Бонинского желоба обнаружены гранатсодержащие сланцы, кварциты, биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, роговики, гранитоиды, аркозовые песчаники, т.е. породы континентального облика, сходные с позднепалеозойскими — раннемезозойскими образованиями близрасположенного **о.Хонсю** (Геология и петрология..., 1991). Таким образом, вопрос о первичном океаническом или континентальном характере фундамента под "океаническими" желобами остается нерешенным.

В большинстве "океанических" желобов запада Тихого океана, так же как в части "континентальных", в основании залегают породы офиолитовой ассоциации, относящиеся к выделенному Г.Хессом в 1955 г. позднемезозойскому офиолитовому поясу. Ее плутонические породы, по всейвероятности, прорывают метаморфическую толщу (Геология и петрология..., 1991). Вышележащая часть разреза, вскрытого в желобах, отделена от офиолитов несогласием и перерывом. Обломки плутонических пород офиолитовой ассоциации встречаются в вышележащих брекчиях и Других осадочных породах верхнего мела и палеогена (Идзу-Бонинский келоб) и свидетельствуют о поднятии и размыве территории Западно-Тикоокеанской окраины в области формирования будуших ПК. Кайнозойские (преимущественно эоцен-олигоценовые и раннемиоценовые) вулканические породы "океанических" желобов представлены толеитовыми иллоу-базальтами (Новогебридский желоб) с андезибазальтами, андезиамии дацитами (желоба Марианский, Волкано), а также бонинитами (желоба Тонга, Идзу-Бонинский), которые сопровождаются туфами, вулканическими брекчиями и вулканогенно-осадочными породами (рис. 6.2).

Начиная с позднего миоцена во всех желобах уменьшается количест-



Рис. 6.2. Стратиграфический разрез фронтальной зоны Марианской островной дуги, вскрытый скважинами 458 и 459 (Initial reports..., 1982): 1, 2 - бонинитовая серия: 1 - подушечные лавы, 2 - массивные лавы; 3 - витрокластические туфы среднего и кислого состава с прослоями аргиллитов и других осадочных пород; 4, 5 - толеитовая серия: 4 подушечные базальты, иногла миндалекаменные, 5 - массивные базальты; 6 - зоны рассланцевания, наложенные породы различных на серий

во вулканических пород и начинают преобладать осадочные образования — флишоидные песчаники и алевролиты, рифтогенные известняки. В конце плиоцена — начале плейстоцена скорость проги. бания желобов резко возрастает, что отражается в смене состава пород, представленных преимущест. венно глинами, различными илами, илистыми песками и алевролитами.

В разрезах желобов устанавливаются региональные перерывы, связанные с поднятиями на фоне общего погружения, отражающиеся в цикличности седиментации и вулканизма. Одним из наиболее крупных был перерыв в позднем мелу, когда произошли поднятие и размыв пород офиолитовой ассоциации. Для Марианского и Япского желобов на основании геологических и радиологических данных установлено три крупных этапа магматизма и метаморфизма: формирование офиолитовых базитгипербазитовых комплексов (100-80 млн лет), становление поздних основных и средних интрузивных и вулканогенных комплексов (33-20 млн лет), образование современных вулканических комплексов и зеленокаменное перерождение более древних (7-11 млн лет), залегающих на глубинах свыше 5 км (Геология дна ..., 1980).

6.3. Типы разрезов океанических склонов желобов

В отличие от островных разрезы океанических склонов более однообразны. В подавляющем большинстве случаев в основании желобов западной части Тихого океана залегают пиллоу-лавы субшелочных базальтов, реже щелочных и толентовых, преимущественно мелового возраста, которые часто сопровождаются долеритами и габбро. Местами они подвергнуты зеленокаменному изменению. Курило-Камчатском желобе они подстилаются тоЛщей гранат-биотит-мусковитовых сланцев (Васильев, 1988, 1991). Часты тектонические брекчии с обломками основных интрузивных пород и базальтов, судя по наличию пористости и присутствию пирокластики относительно мелководных. Брекчи перекрыты пелагическими кремнистыми и карбо натными образованиями. Помимо субщелочных
океанических базальтов типа MORB здесь установлены породы известкопешелочной серии (Курильский желоб, допозднеплейстоценовый возраст), низкотитанистые толеитовые пиллоу-лавы (желоб Яп, плиоцен). близкие к островодужным (Геология и петрология..., 1991). Завершающие разрез осадочные породы неогенового и четвертичного возраста представлены диатомитами, диатомитовыми глинами, туфодиатомитами, органогенными известняками с прослоями туфов и пеплов. Степень деформированности пород океанического склона значительно слабее, чем континентального. Важные данные о взаимоотношениях островных и океанических блоков коры получены при изучении участков гористого рельефа на сочленении отдельных желобов (Геология и петрология..., 1991: и др.). В вулканических массивах и подводных горах зоны сочленения обнаружен древний складчатый фундамент. Так, основание горных массивов Дайто-Касима, Катори и других на сочленении Идзу-Бонинского и Япского желобов сложено толщей гнейсов, аркозовых песчаников и кремнистых пород, а также гранитоидами и диоритами, сходными с мезозойскими породами о. Хоккайдо. В эту толщу "врезаются" торцовые участки вышеупомянутых желобов, сформировавшиеся недавно в результате ступенчатых блоковых опусканий земной коры и ее деструктирующие. В зоне сочленения Курило-Камчатского, Хоккайдо-Сахалинского и Японского желобов блоки континентальной коры — гнейсы, кристалические сланцы и **ранитоиды** — прослеживаются в пределы ложа океана. Таким образом, можно предположить, что ГЖ, будучи в целом приурочены к границе континента и океана, в отдельных участках пересекают эти границы. Данные о молодом возрасте желобов, сделанные на основании состава пород, слагающих его склоны, подтверждаются несогласным наложением желобов на структуры как континентального, так и океанического сегмента, что хорошо видно на геологических картах (рис. 6.3).

6.4. Магматические формации островных и континентальных склонов желобов

Магматические формации, вскрытые на островных и континентальных склонах желобов, представлены несколькими вулканическими и плутоническими типами, большинство из которых аналогично формациям ОД, экспонированным на поверхности. К ним относятся известково-щелочные базальт-андезибазальтовая, базальт-дацитовая, базальт-андезит-риопитовая, андезит-дацит-риолитовая, реже толеит-базальтовая формации. Специфическими формациями островных склонов желобов, сформированными в относительно глубоководных условиях, являются толеит-базальтовая и базальт-бонинитовая (табл. 6.1), формации нижних частей разреза желобов, часто в ассоциации с плутоническими комплексами офиолитов.



Рис.6.3. Схематическая структурно-геологическая карта Японского **глубоково**т ного желоба, иллюстрирующая его несогласие как по отношению к океану. и к островной дуге. 1 - нелитифицированные неогеновые осадки центральн части Японского желоба; 2, 3 - осадки окраинного моря (2 - четвертичные, плиоценовые); 4 - четвертичные осадки океанического дна Тихого океана, антиклинальные структуры дна; 6 - синклинальные структуры дна; 7 - тект ческие разрывы и сбросы

Формация толеитовых базальтов офиолитовых ассоциаций. К ней относятся подводные базальты и ферробазальты в ассоциации с флишоидными и кремнистыми породами (см. табл. 6.1), непосредственно залегающие на базит-гипербазитовых комплексах офиолитов (желоба Тонга, Идзу Бонинский, Марианский, Яп и др.; Высоцкий, 1989; Геология дна..., 1980; Геология и петрология..., 1991). Это порфировые, реже афировые породы. Наиболее распространенные парагенезисы вкрапленников — плагиоклаз (Ап₇₀₋₈₀) и авгит, реже к ним присоединяется оливин. Часто встречаются плагиоклазовые и двупироксеновые разности. Обычные акцессории хромистая шпинель в оливинах и титаномагнетит в основной массе. Последняя состоит из плагиоклаза, клинопироксена и смектитизированного стекла, количество которого не превышает 30%. Структуры основной массы интерсертальные, а также спилитовые, вариолитовые, метельчатые, характерные для подводных эффузивов (рис. 6.4). Часть пород подвергнута зеленокаменному изменению.

Базальты преимущественно гиперстен- и кварцнормативные с четким железистым трендом (см. табл. 6.1). Средние и кислые дифференциаты редки. От океанических базальтов типа **MORB** отличаются, помимо широкого развития порфировых структур и обилия пироксенов во вкрапленниках, более высокой насыщенностью кремнеземом, низким содержанием глинозема, повышенным содержанием щелочей, особенно калия, а также литофильных элементов-примесей — Rb, Zr, Sr. На спайдеграммах они обладают четкими минимумами по Ta и Nb, что свойственно островодужным породам. При общем повышенном по сравнению с океаническими породами содержании РЗЭ они обогащены легкими РЗ (рис. 6.5). В то же время на диаграмме Ti/Cr-Ni (Beccaluva, Ohnenstetter, 1979) их фигуративные точки попадают в поле океанических пород. Таким образом, базальты этой формации обнаруживают черты базальтов офиолитовых ассоциаций как океанов, так и ОД.

Базальт-бонинитовая формация в большинстве случаев пространственно ассоциирует с плутоническим комплексом офиолитов, вскрытых в Западно-Тихоокеанской окраине в основании островных склонов ГЖ (см. Рис. 6.2). Эта же формация экспонирована на поверхности в ряде ОД: на Бонинских островах, в Папуа-Новой Гвинее и на Кипре (Троодос), где она Также является членом офиолитовых ассоциаций. В пределах Западно-Ти-Кокеанской окраины наиболее изучены бониниты желобов Идзу-Бони-Ского, Марианского, Тонга. Значительная часть их относится к позднему Мету — началу палеогена. Главная масса бонинитов имеет текстуры пилоу, реже встречаются массивные потоки, брекчии, туфы и дайки. Их бъемы уменьшаются к верхам формационных тел по сравнению с объемом ассоциирующих с ними базальтов, менее глубоководных, чем бониить (Meijer, 1983). Бониниты входят в состав генетических серий, самые магнезиальные члены которых (до 31% MgO) близки к коматитам (Высоций, 1989), сменяясь по мере уменьшения магнезиальности марианитами,

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	g
SiO ₂	48,85	45,69	49,67	48,60	48,58	49,00	50,00	50,00
TiO ₂	1,61	1,71	0,87	1,44	0,69	1,55	0,95	0.52
Al ₂ O ₃	14,28	13,71	16,56	14,46	14,21	16,90	16,00	15.53
Fe ₂ O ₃	6,24	10,90	6,29	6,29	2,07	5,00	2,79	0,99
FeO	4,78	5,04	4,20	5,91	10,27	6,40	7,60	7,70
MnO	0,25	0,25	0,13	0,20	0,20	0,21	0,20	0,15
MgO	7,66	5,82	6,53	6,78	8,76	6,10	7,50	12,40
CaO	8,87	6,32	9,61	10,64	10,06	9,52	10,70	11,00
Na_2O	3,63	4,49	3,51	2,64	3,20	2,52	2,00	1,75
K_2O	0,67	0,77	0,91	0,49	0,43	0,44	0,05	0,17
P_2O_5	0,31	0,32	0,22	0,19	0,29	-	-	-
H_2O	2,52	5,14	1,48	1,80	1,46	2,50	2,30	1,00
Ι	99,67	100,16	99,98	99,44	100,22	100,14	100,09	100,91
Rb	-	26	7	-	-	-	2	4,7
Sr	164	81	157	—	-	95	20	120
Ba	12	20	5	-	-	23	20	48
Zr	111	107	-	-	-	-	-	-
Y	26	64	14	—	-	-	-	-
Ni	83	62	86	24	93	82	102	135
Co	38	28	19	150	40	56	46	75
Cr	170	110	69	260	230	100	140	140
V	250	140	180	56	350	440	370	240
Cu	66	44	71	71	52	273	135	97

Средний химический состав (оксиды в мас.%, микроэлементы в г/т) вулка бонинитовых формаций из офиолитовых ассоциаций островных склонов

Примечание. Базальтовые формации, Идзу-Бонинский желоб, 1-3: 1- толеи-3 - долерит (Геология и петрология..., 1991); желоб Тонга (4, 5): 4 - умеренно тинистые толеитовые базальты (Высоцкий, 1989); Марианский и Япский желоба (6 зальт, 8 - магнезиальный пиллоу-базальт (Геология дна..., 1980). Базальт-бонини-- базальты, переходные к известково-щелочным (9, 10) и толеитовым (11), ассочасто в ассоциации с плутоническими (Геология и петрология..., 1991), 12 – бо-* Относится к FeO+Fe₂O₃

оливиновыми и пироксеновыми бонинитами, вплоть до дацитов. Разграничение кислых дифференциатов бонинитовой и толеитовой или известково-шелочной серий затруднительно. Петрология бонинитов приведена в главе 3.

Часть связанных с бонинитами базальтов весьма своеобразна и имеет "переходный" характер. Они относятся к двум типам (см. табл. 6.1): ОДИН из них близок к толеитовым базальтам и соединяет в себе черты океаниче ских и островодужных толеитов (см. предыдущую формацию), второ

9	10	11	12	13
48,24	48,82	48,58	55,49	59,65
0,45	0,48	0,47	0,18	0,26
12,61	15,15	12,71	10,37	17,74
2,86	8,15	5,34	2,81	6,19*
4,47	1,62	1,88	6,12	-
0,12	0,03	0,09	0,17	0,12
11,71	8,63	13,85	16,50	2,40
8,71	8,54	6,41	5,60	6,10
2,05	2,96	3,16	1,64	2,89
1,32	1,24	1,15	0,80	0,48
0,16	0,26	0,19	0,14	-
7,12	3,77	5,67	Н.О.	-
99,82	99,65	99,52	100,00	95,83
81	19/	104		
52	10	- 101	_	_
1	0			
10	11	20	_	_
12 121	111	300	_	-
47	44	60	-	-
460	140	490	-	_
188	205	199	-	-
80	122	108	-	-

нических пород базальтовых и базальтглубоководных желобов

товый базальт, 2 - толеитовый ферробазальт, танистые толеитовые базальты, 5 - малотита--8): 6 - толеитовый базальт, 7 - пиллоу-батовые формации, Идзу-Бонинский желоб: 9–11 иирующиеся с бонинитами разреза желобов, ниниты, там же, и стекла в них (13).

является переходным к породам известково-шелочной серии через базальты повышенной магнезиальности (Геология и петрология..., 1991). "Переходные" базальты вместе с толеитовыми сменяют бониниты во времени. Широкое распрострапористых разностей нение (до 40% и более) позволяет оценить их образование на глубине 2-5 км от поверхности.

Базальты и связанные с ними анлезибазальты и анлезиты, переходные к известково-щелочным сериям, совкрапленниках лержат BO плагиоклаз, клинопироксен, оливин (обычно в виде псевдоморфоз смектита) и микровкрапленники титаномагнетита. Структуры основной массы гиалопилитовые. метельчатые (см. рис. 6.4), реже спилитовые. Для них характерно повышенное содержание магния (8-13%), но оно не лостигает столь высоких значений, как в бонинитах. С известково-шелочными сериями их сближает низкое содержание титана, также содержания Ni и Cr, которые значительно ниже.

Чем в бонинитах. Эти породы по существу являются высокомагнезиальвыми базальтами и андезитами с вариациями в сторону средних типов известково-щелочных базальтов, с одной стороны, и бонинитов и мариаштов — с другой (см. табл. 6.1). Базальт-бонинитовая формация типоморфна для офиолитовой ассоциации зон перехода и не встречается в океанических офиолитах.

Ультрамафит-мафитовые формации, образующие совместно с базаль-**Товыми** и базальт-бонинитовыми формациями офиолитовые ассоциации, известны в основании многих желобов обоих типов (Идзу-Бонинский Марианский, Тонга, Яп, Волкано, Курильский, Алеутский, Южно-Сандвичев, Малоантильский и др.). В Западно-Тихоокеанской окраине их возраст определяется по данным разных исследователей от позднеюрского (?) __ ра-ннемелового (Геология и петрология..., 1991; Тихоокеанская окраина..., 1991) до позднемелового (Геология дна..., 1980). Как было сказано выше (см. гл. 6.3), после формирования офиолитов имели место поднятие и глубокая эрозия, вскрывшая интрузивный комплекс, породы которого экспонируются в настоящее время на внешних вулканических грядах ОД и в преддужье. Они либо сохранились от последующего погружения, либо были подняты вновь. К членам таких офиолитовых ассоциаций относятся допозднеэоценовые формации базальтов в ассоциации с габброидами на внешней гряде дуги Тонга (Ewart, Bryan, 1972), позднемеловая крабозаводская формация о. Шикотан (Малая Курильская гряда), а также верхнемеловые офиолитовые ассоциации восточных полуостровов Камчатки (Колосков, Волынец, Пополитов, 1983; Высоцкий, 1989) и о. Яп (Геология дна ..., 1980) и др.

Значительная часть офиолитовых разрезов основания желобов, а особенно мафит-ультрамафитовых формаций, в них входящих, представляет собой полимиктовые брекчии, состоящие из обломков базитов, гипербазитов, базальтов, кремнистых сланцев и **известняков**, сцементированных глинисто-карбонатным материалом, что свидетельствует об их интенсивной деформации. Наземные массивы также меланжированы и местами представляют собой серию надвиговых пластин. Тем не менее на основании данных драгирования, бурения, а также картирования поверхности в плутонической части офиолитовых ассоциаций были выделены: комплекс серпентинизированных тектонизированных гипербазитов, расслоенный базит-гипербазитовый и силлово-дайковый базитовый комплекс (габбродиабазы, долериты и другие малоглубинные породы) (табл. 6.2).

Тектонизированные ультрамафиты представлены преимущественно гарцбургитами, реже дунитами и шпинелевыми лерцолитами (желоб Яп; Геология дна..., 1980). Они обнаруживают признаки метаморфизма и пластического течения вещества, которые заключаются в наличии зон дробления, зеркал скольжения, деформации минералов и т.д. Для них характерна интенсивная серпентинизация, вплоть до образования серпентинитов. Вариации состава минералов незначительны: в гарцбургитах — оливин F091.93 и ортопироксен Engo. в лерцолитах и верлитах — более железистые оливин F087-90 и пироксены. Характерна хромистая шпинель. Этот тип ультрамафитов основания ОД обнаруживает значимые отличия по сравнению с ультрамафитами СОХ, впервые отмеченные А. Миаширо (1974) и подтвержденные многими исследователями (Bonatti, Honnorez, 1976; Савельева, 1987; Высоцкий, 1989; Паланджан, 1991; Bloomer, Hawkins, 1983: Пирс, Липпард, Робертс, 1987; и др.). Отличия заключаются в преобладании гарцбургитов над лерцолитами, в более магнезиальном составе оливи-



Рис. 6.4. Типы базальтов глубоководных желобов (Лапин, Фролова, 1992): 1, 2 океанические склоны глубоководных желобов: 1- базалыт толеитовый (d=1,8мм). Северный Новогебридский желоб, глубина 4900 м. Структура порфировая, основная масса метельчатая. Во вкрапленниках - плагиоклаз и оливин. Плагиоклаз крупные кристаллы и их гломеровые срастания, оливин - мелкие оплавленные зерна. Основная масса - плагиоклаз-пироксеновый агрегат, в интерстициях много рудной сыпи. 2 - базальт толеитовый (d =4,0 мм). Марианский желоб, глубина 7800 м. Структура порфировая и гломеропорфировая, основная масса вариолитовая и метельчатая. Вкрапленники плагиоклаза преобладают, оливин редок. Основная масса сложена плагиоклаз-пироксеновым агрегатом со стеклом и рудным минералом в интерстициях. Игольчатый пироксен образует розетки и сферолитовые срастания. 3, 4 - породы континентального склона глубоководных желобов: 3 - базальт оливиновый (d=6,7 мм). Северный Новогебридский желоб, глубина 5600 м на широте о. Эфате. Структура обильно-порфировая, основная масса микролитовая. Во вкрапленниках плагиоклаз и оливин, первый каолинизирован, второй серпентинизирован и опацитизирован. Основная масса сложена пироксен-плагиоклазовым агрегатом с небольшим количеством стекла и рудной сыпи. Крупные кристаллы магнетита в ассоциации с оливином. 4 - базальт оливиновый (d=1,8 мм). Желоб Тонга-Кермадек, глубина 3100 м. Структура обильно-порфировая, основная масса интерсертальная. Вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином, ортопироксеном. Плагиоклаз преобладает, слегка каолинизирован, оливин опацитизирован. Основная масса полевошпатовая с обилием рудной сыпи и вулканического стекла в интерстициях



Рис.6.5. Средний состав микроэлементов, нормализованный по N-MORB (Pearce, 1987), в базальтах Центральноамериканского желоба (1), прилегающей западной окраины Андского пояса (2) и вулканического пояса Камчатки (3) (Петрология и геохимия..., 1987)

нов и пироксенов, в низком содержании Al_2O_3 и щелочей в породах, в высоком по сравнению с ультрамафитами СОХ отношении Cr/Cr+A1>6 в составе шпинелидов.

Сказанное согласуется с распространенными представлениями о реститовой природе островодужных ультрамафитовых пород, максимально истощенных, возможно, за счет неоднократных эпизодов плавления. Так, согласно А.А. Пейве (1987), на п-ове Камчатский Мыс подстилающие расслоенный комплекс мантийные ультрамафиты попадают в поле офиолитовых реститов на диафамме AFM. Альтернативной является гипотеза об их мантийном происхождении. В качестве ее подтверждения приводится наличие высокотемпературных расплавных включений в тектонизированных перидотитах, магматическая зональность минералов и их структурные взаимоотношения, обычные при кристаллизации из расплава (Щека, 1983, Высоцкий, 1989; Геология и петрология ..., 1991). Независимо от генезиса важным фактором остается отличие ультрамафитов желобов от таковых **СОХ.**

Оксиды,	1	2	3	4	5	6	7	8
элементы								
SiO_2	38,25	38,34	46,48	52,42	47,24	53,34	63,42	70,01
TiO ₂	СЛ.	0,10	0,30	0,12	0,35	0,29	0,40	0,24
Al_2O_3	0,59	4,24	5,15	0,74	15,93	11,83	13,05	13,79
Fe_2O_3	7,24	5,84	4,12	9,63*	2,31	2,90	1,67	0,72
FeO	0,92	3,06	9,58	-	4,45	6,26	5,72	3,40
MnO	0,40	0,19	0,23	0,23	0,12	0,15	0,10	0,00
MgO	38,49	33,82	23,10	34,50	10,88	9,52	4,80	1,41
CaO	00,00	3,09	4,00	0,73	12,76	7,71	4,51	2,95
Na_2O	0,20	0,11	0,80	0,05	1,79	2,75	2,94	13,78
K_2O	0,14	0,04	0,34	0,08	0,09	0,55	1,08	1,25
P_2O_5	0,14	0,18	0,07	0,20	0,17	0,17	0,16	0,20
П.П.П.	13,23	10,19	5,51	1,06	2,89	4,24	2,21	2,38
Σ	99,71	100,00	99,68	100,22	98,81	99,71	100,06	100,13
n	1	3	3	1	5	1	1	1
Cr	И.О.	2126	581	2100	411	570	190	27
Ni	1500	915	136	830	158	110	97	13
Co	64	95	71	113	57	52	28	17
V	66	140	180	56	350	440	370	240
Sr	24	19	43	И.О.	142	136	139	135
Ba	5	8	6	Н.О.	14	32	82	133
Zr	-	И.О.	H.O.	Н.О.	6	9	31	57

Средний химический состав интрузивных пород островодужного склона Идзу-Бонинского глубоководного желоба

Примечание. 1- апогарцбургитовый серпентинит, 2-8 - расслоенный интрузивный комплекс: 2 - плагиоклаз-лерцолитовый верлит, 3 - вебстерит, 4 - оливиновый **пироксенит**, 5 - габбро-норит, 6 - диорит, 7 - кварцевый диорит, 8 **плагиогранит**. ***** Относится к (FeO+Fe₂O₃).

Кумулативный комплекс сложен широким спектром пород, среди которых преобладают габброиды с подчиненными ультрамафитами и средними и кислыми породами. Ультрамафиты представлены дунитами, гарцбургитами, плагиоклазовыми лерцолитами, верлитами, пироксенитами, обладающими кумулативными структурами, часто полосчатыми и переслаивающимися как между собой, так и с габброидными разностями.

Часть пироксенитов на контакте гипербазитов с габброидами имеет метасоматическую природу. Они менее подвержены тектоническим возлействиям и более слабо серпентинизированы. Минералы пород кумулаивного комплекса более железисты, шпинелиды характеризуются более высокими значениями окисного железа. Составы оливина колеблются в делах F0₇₆₋₈₅, ортопироксены — En₆₀₋₈₆, клинопироксены — W0₄₅₋₅₀En₄₅₋₄₀ s₅₋₁₅, плагиоклазы — An₆₀₋₉₆. Вариации состава минералов наряду с вариациями содержаний главных породообразующих и малых когерентных элементов (Ni, Cr и др.) характерны для процесса кристаллизационной дифференциации.

В отдельных массивах можно проследить весь разрез от дунитов и гарцбургитов до габброидов. Среди последних выделяются два главных структурных типа: массивные гипидиоморфнозернистые и кумулативные. Первые встречаются реже, и пироксены в них в ряде случаев замещаются амфиболом паргаситового ряда или сосуществуют с ним. Большинство кумулативных габброидов сложено плагиоклаз-клинопироксен-ортопироксеновой ассоциацией с оливином в наиболее основных породах. Ортопироксен в них встречается чаще, чем в габброидах океана, что объясняется более высокой насыщенностью пород кремнеземом. Все габброиды относятся к низкотитанистым разностям с изменчивым содержанием Al₂O₃, MgO. CaO, однако в целом они более магнезиальны, чем ассоциирующиеся с ними вулканические породы. Троктолиты габброидных комплексов, связанных с гипербазитами, характеризуются повышенными содержаниями меди и никеля, близкими к содержаниям этих элементов в никеленосных массивах древних подвижных поясов — Урала, Саян и др. И те и другие несут на себе черты сходства с островодужными ассоциациями.

Более высококальциевые плагиоклазы и менее железистые оливины говорят об образовании габброидов в условиях большего содержания воды, чем в COX. Реликты магматических структур, высокие температуры кристаллизации не оставляют сомнения в магматической природе кумулативного комплекса. Незначительные объемы диоритов и плагиогранитов, тесно связанных с кумулативной серией, обладают свойственными всей серии чертами состава, отличными от океанических пород, в частности пониженными содержаниями титана и железа.

Расслоенные комплексы офиолитов основания ОД являются производными высокомагнезиальных, пересыщенных кремнеземом магм в отличие от аналогичных комплексов в океане, часто недосыщенных кремнеземом. На основании наличия черт, сходных с вулканитами ОД, а также особенностей вещественного состава, отличающих базит-гипербазитовый комплекс от таковых комплексов океанов, делается вывод о том, что подавляющая часть офиолитов в основании разреза ОД относится к автохтонным "преддуговым" или до дуговым ассоциациям (Пирс, Липпард, Робертс, 1987). Нами они отнесены к предостроводужной стадии развития современных ОД.

6.5. Магматические формации океанических склонов желобов

Эти формации представлены однородными толеитовыми, субщелочными и щелочными базальтами, контрастными (базальт-трахидациттрахириолитовыми, субщелочными базальт-трахит-пантеллеритовыми) и непрерывными субщелочными (базальт-гавайит-муджиерит-бенмореиттрахидацит-трахириолитовыми и базальт-муджиерит-трахит-пантеллеритовыми) формациями. Вещественный состав базальтов и их дифференциато весьма разнообразен. Широко распространены породы субщелочных и высокотитанистых серий, соответствующие образованиям внутриплитного магматизма. В Западно-Тихоокеанской окраине они резко преобладают. будучи приурочены к гайотам, или подводным горам других типов. Реже встречаются толеитовые базальты типа MORB. С эффузивами ассоциируют полнокристаллические долериты и диабазы, гиалокластиты, вулканокластические брекчии и туфогенно-осадочные породы. Вулканические породы часто обладают структурами пиллоу и высокой степенью окисления железа, что позволяет предполагать небольшие глубины образования. Они характеризуются порфировой, реже афировой структурами. В толеитовых сериях вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином, авгитом, к которым в субщелочных сериях присоединяется титан-авгит, изредка щелочной амфибол типа арфведсонита или керсутит. В основной массе присутствует зеленое и бурое стекло, часто смектитизированное (см. рис. 6.4). Это оливиннормативные, редко нефелиннормативные породы с высоким отношением Ti/Cr и высоким содержанием Ni.

Часто базальты разных типов пространственно совмещены друг с другом. Так, по данным И.В. Говорова и др. (Геология и петрология..., 1991), на подводном плато Огасавара и на банке Рамапо (сочленение желобов Идзу-Бонинского и Волкано) развиты два комплекса базальтов, каждый из которых включает как толеиты, так и субщелочные базальты. В первом комплексе. близком по составу к гавайским лавам, отмечается повышенное содержание титана, второй — характеризуется повышенными железистостью и содержанием глинозема и широким развитием ферробазальтов. Тесная пространственная и временная связь, так же как и некоторые общие особенности химизма толеитов и субщелочных базальтов в обеих группах, указывает на обшность генезиса, что может быть связано с преодолением температурного барьера между толеитовыми и щелочными базальтами в условиях высокого флюидного давления (Кадик, Луканин, Лапин. 1990). В верхней части банки Рамапо драгирован редкий для северо-западной части Тихого океана комплекс пород, представленный нефелиновыми фонолитами и щелочными трахитами (Геология и петрология -,1991).

Контрастные субщелочные комплексы, сходные с эталонными ком- **Мексами** океанических островов, изучены на океанических склонах желобов Идзу-Бонинского, Волкано и Марианского (Геология и петрология..., **1991**; Геология дна..., 1980; табл. 6.3).

Преобладание в разрезах океанических склонов желобов субщелочбазальтов и их дифференциатов над толеитовыми базальтами типа MORB имеет различные объяснения. Согласно тектонике литосферных пит обилие внутриплитных пород может быть объяснено скучиванием у он субдукции более твердых массивов, образованных деятельностью гоячих точек. Можно предположить также, что внутриплитный магматизм вблизи зон сочленения континентальных и океанических блоков был настолько интенсивен, что носил практически ареальный характер и **полнос.** тью переработал состав верхней океанической коры.

6.6. Проявления молодого вулканизма в глубоководных желобах и в преддужье

Особый интерес представляют данные о проявлениях вулканизма в ГЖ и преддужье, возраст которого значительно моложе, чем возраст вулканогенных и осадочных образований, слагающих борта желоба. К ним относятся базальты Перуанско-Чилийского желоба, приуроченные к хребту в его осевой части с абсолютным возрастом 8,7-0,6 млн лет, базальты Центральноамериканского желоба, вскрытые скважинами глубоководного бурения в его осевой части (скв. 487, 495, 500) и перекрытые осадочными отложениями с возрастом от миоценового до четвертичного. Обращает на себя внимание, что в нескольких десятках километров от них, в скв. 494, вскрыты мезозойские базальты, перекрытые позднемеловыми отложениями (Дмитриев, **1987)**. При предполагаемой здесь скорости субдукции до 8 см/год неогеновые базальты должны находиться на удалении 600-900 км от них (и от континента).

Проявления молодого базальтового вулканизма с возрастом около 5 млн лет зафиксированы на приокеаническом склоне желоба Яп (Геология дна..., 1980). Молодые базальтовые извержения имели место и в зоне Марианского желоба и преддужья (Jakes, Miayke, 19*84), а также в приосевой части и преддужье желоба Кермадек с возрастом около 8 млн лет (Tararinet et al., 1996).

Сравнение вещественного состава молодых базальтов желобов и базальтов океанов и ОД, проведенное вышеперечисленными авторами, показало, что по составу они занимают промежуточное положение между океаническими и островодужными толеитовыми базальтами. От базальтов СОХ они отличаются широким распространением обильно-порфировых структур вкрапленников с преобладанием пироксена над оливином, высоким содержанием титана в магнетитах. При наличии области перекрытия на диаграммах с базальтами СОХ они отличаются повышенными содержаниями Al₂O₃, K₂O, Fe₂O₃ и пониженными — Ti, Zr, Nb, Ta, Hf, а также низкими отношениями K/Rb, что сближает их с базальтами ОД (см. рис. 6.4). В то же время, относясь к толеитовой серии, они нередко дают богатые железом дифференциаты (ферробазальты), столь обычные для MORB, и отличаются от толеитовых базальтов ОД более высокими содержаниями MgO, Cr, Ni и пониженными — литофильных крупноионных элементовпримесей. С. Блюмер и Дж. Хоукинс (Bloomer, Hawkins, 1983) подобные базальты относят к офиолитовой ассоциации, сформированной непосредственно в зоне Марианского желоба и преддужья. Возражение о слабоя вероятности проявлений магматизма в желобах в связи с низким тепловым

Оксиды,	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO	44 66	47.65	46 49	45 31	47 52	48 31	45 42	50.02	18 10
TiO	3 79	1 91	246	171	1 91	1 20	13,12 2 27	1 14	40,40
ALO.	15 40	17.36	16.63	1,71	16 77	15.47	15.80	15 33	1,17
Fa O	7.05	9.81	6 78	6.92	10,77	0.31	10.08	15,55	13,90
FeO	4 90	1 15	1 75	4 52	10,98	3 74	0.82	5 35	5 37
MnO	0.24	0.10	1,75	0.17	4,39	0.15	0,82	5,55	5,57
	0,24	2,65	6 15	4.25	0,15	0,15	0,09	0,15	0,14
MgO	4,51	2,05	0,15	4,25	4,17	4,09	1,23	7,85	9,15
CaO	8,50	7,50	4,44	9,71	9,03	10,90	9,81	11,49	10,16
Na ₂ O	5,20	2,28	2,03	3,32	2,74	2,35	2,96	2,60	2,398
$\mathbf{k}_2 0$	0,99	3,03	2,97	1,99	1,10	0,93	3,30	0,10	0,19
P_2O_5	0,81	1,35	0,61	0,75	0,26	0,12	2,83	0,04	0,05
H_2O^{-1}	4,82	5,16	7,76	3,84	2,64	0,96	2,90	1,34	2,34
	98,67	99,81	98,75	99,73	-	-	-	-	-
n	8	2	2	2	8	2	6	4	4
Rb	18	28	11	56	29	19	42	4	3
Sr	412	312	247	665	233	265	464	160	110
Ba	189	204	303	697	110	63	245	31	19
Zr	196	144	126	178	94	170	301	-	—
Y	46	45	31	34	26	30	- 53	-	—
Ni	45	58	95	71	41	96	53	122	175
Co	28	15	13	35	39	42	20	61	53
Cr	22	175	155	193	188	166	120	257	260
V	215	215	185	170	273	190	234	_	_
Hf	-	—	-	-	2,2	-	7,2	-	_
Nb	25	21,5	34	91	15	—	129	—	_
Ta	-	_	—	-	0,5	-	4,9	-	-
Th	—	-	-	-	0,3	-	7,4	-	-
Ti/Cr	1230	77.9	113,3	63,3	72,5	51,6	71,4	31,7	32,1

Средний химический состав базальтов океанического склона глубоководных желобов

Примечание. 1 - Идзу-Бонинский желоб, субщелочные высокотитанистые фе-РРобазальты; 2-4 - желоб Волкано: 2 - ферробазальты и 3 - базальты субщелочыс 4 - базальты щелочные; 5-7 - Марианский желоб (5 - базальты, пиллоу-лавы их стекловатая оторочка, субщелочные; 6 - диабазы; 7 - базальты шелочные); 9 - Япский желоб (8 - базальты толеитовые, 9 - диабазы). Данные по желобам изу-Бонинскому и Волкано из книги "Геология и петрология зон глубоководных келобов запада Тихого океана" (1991); Марианскому и Япскому - из книги "Геоогия дна Филиппинского моря " (1980).

ОТОКОМ, им свойственным, эти авторы считают неубедительным, указына противоречивость данных о тепловом потоке: наряду с низкими его начениями в ряде желобов зафиксированы и высокие (желоба КурилоКамчатский, Нанкай, Бартлет).

Приведенные данные противоречат представлениям об амагматично, сти желобов и преддужья, что нарушает постулируемое жесткое ограни, чение проявлений вулканизма вулканическим фронтом. Но этим не исчерлывается их значение. Наиболее логично предположить, что проявление молодого вулканизма в желобах связано с отсутствием субдукции в элих местах по крайней мере с неогена, иначе "даже при минимальных скоростях субдукции они (базальты желобов) неминуемо погрузились бы на глубину" (Дмитриев, 1987). В то же время, если рассматривать СФЗ как разлом, проницаемый для магматических расплавов и флюидов, то все противоречия снимаются. При этом следует учесть, что вещественный состав молодых базальтов желобов, соединяющий в себе черты океанических и островодужных вулканитов, характерен и для более древних вулканических образований, обнажающихся на всей вскрытой части их склонов, т.е. в пределах желобов и преддужья развит специфический вулканизм, переходный между океаническим и островодужным.

6.7. Выводы

Анализ магматических формаций, обнажающихся на склонах ГЖ в комплексе с геологическими данными позволяет реконструировать ранние этапы развития кайнозойских активных окраин, по крайней мере с конца мезозоя. Формирование протяженных позднемезозойских офиолитовых поясов (Западно-Тихоокеанская окраина) свидетельствует об образовании к этому времени магмопроницаемых разломов глубокого заложения рифтогенного типа, несогласно наложенных на поверхностные структуры, но в целом приуроченных к мезозойской границе континент — океан. Возможно, что эти разломы были связаны с пассивными окраинами. Отличия вещественного состава офиолитовой ассоциации периконтинентальных (периокеанических) рифтовых поясов от такового СОХ (большая истощенность ультрамафитов, наличие бонинитов и своеобразных базальтов "переходного" типа) свидетельствуют об особом, в частности более флюидном, режиме их образования. Сказанное позволяет сделать два очевидных вывода: 1) растяжение было менее значительным, чем в СОХ, ГД происходит интенсивная потеря летучих; 2) офиолиты АКО в большен своей части являются автохтонными образованиями, о чем говорят черты сходства их магматизма с магматизмом ОД.

Находки пород разнообразных метаморфических комплексов (эпимагматические сланцы эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациисходные с породами третьего слоя океанической коры, возможно вме щающие офиолиты, а также кристаллические сланцы, гнейсы, кварцитыгранитоиды, метаосадочные и другие породы континентального облика не только в континентальных, но и в океанических желобах не позволяю однозначно постулировать заложение последних на океанической корстем более что по набору пород метаморфиты часто сходны с комплексам образований, экспонированных на соседней суше (сходство метаморфических пород Идзу-Бонинского желоба с палеозойско-нижнемезозойскими образованиями о. Хонсю; Геология и петрология..., 1991; сланцево-филлиговой толщи Южно-Сандвичева желоба с мезозойским комплексом о. Южная Георгия; Фролова, Рудник, 1974). Возможно, что спорадические находки пород континентального облика в океанических желобах, далеко выдвинутых в океан, представляют собой реликты континентальной коры. Обращает на себя внимание, что именно в офиолитах океанических желобов присутствуют бониниты, рассматриваемые нами как гибридные породы, образованные при взаимодействии мантийного материала с материалом земной коры в процессе ее океанизации (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989).

Весь кайнозойский разрез, экспонированный со стороны островных (континентальных) склонов желобов, сложен формациями, характерными дя ОД и орогенных континентальных поясов. Вариации состава магматических пород определяются степенью лейкократовости — меланократовости фундамента и мощностью земной коры. Наличие перерывов и несогласий, чередование вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных формаций свидетельствуют о цикличности магматических процессов при эволюции АО. Наиболее крупное поднятие и перерыв приходились на границу мела и палеогена, когда часть офиолитов претерпела размыв, а другая часть в устойчиво поднимающихся блоках оказалась вывелена на дневную поверхность. После этого погружения стали преобладать над поднятиями и началось формирование отрицательной структуры — желоба. Однако интенсивное погружение ГЖ произошло лишь в конце плиоцена — начале плейстоцена, вероятнее всего, в результате рифтогенеза. Оно не закончилось и поныне, о чем говорит формирование рифтогенных струкур на их продолжении, рассекающих "перемычки" между отдельными их звеньями (Геология и петрология..., 1991). Глубокое погружение было связано с затуханием вулканизма в области желобов, за исключением отдельных участков, где известны молодые вулканические проявления, вплоть по голоценовых, что необъяснимо с позиций субдукции.

Сложный геодинамический режим желобов включает в себя режим Растяжения и сжатия. Последний стимулируется двумя факторами: различиями в строении и физических свойствах разделяемых желобом сегмение и более пологими углами наклона СФЗ, что в значительной степени определяется первым фактором.

ГЛАВА 7. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Внутриконтинентальные орогенные пояса характеризуются широким развитием известково-щелочного магматизма, сравнение которого с аналогичным магматизмом АО континентов и ОД имеет большое значение для решения проблемы его происхождения. Считается, что общим для всех обстановок проявления известково-щелочного магматизма является заложение над СФЗ, которые устанавливаются в современных структурах и предполагаются или достаточно достоверно реконструируются в древних.

Внутриконтинентальные орогенные пояса возникают либо на завершающей стадии развития геосинклинальных подвижных поясов, либо автономно на платформенном основании. Интенсивная магматическая деятельность позволяет рассматривать эти пояса как вулканоплутонические. Хотя они весьма близки по магматизму к вулканоплутоническим поясам континентальных окраин (например, к Андам), однако между ними есть принципиальные различия в геологическом положении, связанные с тем. что они не только полностью заложены на континентальной коре, но и удалены от океанических окраин, следовательно, СФЗ, если она сопутствует им. полностью приурочена к континентальной литосфере. Это дает возможность определить роль литосферы разного типа, океанической и континентальной, в формировании андезитового и кислого известково-щелочного вулканизма.

Внутриконтинентальные орогенные пояса возникают либо на завершающей стадии развития геосинклинальных подвижных поясов, либо автономно на платформенном основании. Интенсивная магматическая деятельность позволяет рассматривать эти пояса как **вулканоплутонические** Хотя они весьма близки по магматизму к вулканоплутоническим поясам континентальных окраин (например, к Андам), однако между ними есть принципиальные различия в геологическом положении, связанные с тем. что они не только полностью заложены на континентальной коре, но и удалены от океанических окраин, следовательно, СФЗ, если она сопутствует им, полностью приурочена к континентальной литосфере. Это **дае** возможность определить роль литосферы разного типа, океанической **и** континентальной, в формировании андезитового и кислого **известково-ше** лочного вулканизма.

Орогенные вулканоплутонические пояса закладываются несогласно по отношению к более древним структурам, в том числе и к структурам предшествующих им геосинклинальных подвижных поясов. В случае зв' тономных орогенных поясов более зрелая континентальная кора связана с тыловыми их частями. Возникая на месте сочленения континентальных блоков, орогенные пояса часто оказываются в зонах коллизий континен **тов, что даст**возможность определить влияние коллизионного сжатия на **интенсивность** и состав магматических проявлений.

Олним из крупнейших внутриконтинентальных полвижных поясов современности является Средиземноморский пояс (СП), который протягивается на 15 тыс.км от Атлантического до Тихого океанов. Пояс претерпел длительное полициклическое развитие, начиная с позднего протерозоя. Магматически активной является его южная часть, которая вступила в кайнозое в орогенный этап своего последнего мезокайнозойского (альпийского) цикла (Милановский, 1991) и может рассматриваться как орогенный пояс. Он состоит из складчатых и складчато-покровных сооружений, возникших на месте альпийских прогибов. Связанные с ними мезозойские офиолитовые комплексы свидетельствуют о значительном растяжении, вплоть до возникновения внутренних глубоководных бассейнов с океанической корой, большинство из которых к концу мела прекратило свое существование. Современные зоны растяжения значительно уступают по масштабам меловым и представлены межгорными молассовыми впадинами и редкими внутренними морями с океанической или гетерогенной корой, которые либо возникли в конце кайнозоя, либо сохранились от мезозойского времени.

Более широкое развитие начиная с конца палеогена получил наземный преимущественно известково-щелочной и субщелочной вулканизм, весьма широко развитый в Карпато-Динарском и Кавказском сегментах СП. Интенсивное сжатие, свойственное СП в орогенный этап, связывается с относительным перемещением к северу Аравийского блока Африкано-Аравийской платформы, а на востоке **пояса** — Индостанской платформы. Таким образом, изучение магматизма орогенного СП позволяет установить его соотношения с коллизионной обстановкой.

7.1. Геология и геотектонические обстановки магматизма

В настоящей работе главное внимание уделено магматизму Карпатского и Кавказского сегментов СП, который может служить эталоном орогенного магматизма.

В СП установлены три главнейшие эпохи кайнозойской вулканической активности: палеоген-ранненеогеновая, олигоцен-миоценовая и по-ЭДнемиоцен-четвертичная (Милановский, 1991а). Палеогеновый вулкаизм формировался в условиях тектонического растяжения или ослаблеия сжатия (Короновский, 1979) в обстановке существования системы Нутриконтинентальных бассейнов, в краевых частях которых были расоложены ОД и задуговые прогибы. В предэоценовое время имел место ощный перерыв, обусловивший залегание палеогеновых образований на олее древних с резким угловым несогласием, а мезозойские офиолитовые Комплексы испытали в это время интенсивное сжатие и деформации, риведшие к образованию тектонических покровов. В пределах Карпатоинарского и Кавказского сегментов постмезозойские офиолиты отсутствуют, следовательно, более поздние эпизоды растяжения не приводили зияниям океанической коры. Начиная с середины палеогена в поднятие последовательно вовлекались все новые зоны и ширина прогибов резко сокращалась. Палеогеновый вулканизм был самым интенсивным за всю кайнозойскую историю развития пояса.

В орогенном этапе, отвечающем коллизионному сжатию, максимальному его усилению соответствовала олигоцен-раннемиоценовая эпоха вул. канизма. Извержения кислой и реже средней магмы, сопровождаемые интенсивным гранитообразованием, возникали на срединных массивах, обрамленных складчато-надвиговыми поясами. Позднемиоцен-четвертичный (позднеорогенный) вулканизм сформирован в эпоху широкого развития сводово-глыбовых поднятий и накопления моласс в межгорных впадинах и прогибах. В это время несколько замедлилось сближение Гондваны и Евразии. В результате развития в поле регионального сжатия сдвиговых и сколовых структур преимущественно меридионального и диагонального направлений образуются локальные зоны растяжения, к которым приурочены магматические проявления (Короновский, 1995).

(Эрогенный позднекайнозойский вулканизм, представленный преимущественно известково-щелочными и субщелочными сериями с преобладанием средних и кислых пород, по объемам пород значительно уступает палеогеновому вулканизму. Главная масса вулканических пород СП (до 60%) приходится на **Карпато-Динарский** и Кавказский сегменты, которые различаются геологическими и геодинамическими обстановками (Милановский, 1991; Молявко, 1990).

В Карпато-Динарском сегменте магматизм развит в пределах вулканических дуг и задуговых погруженных массивов, в континентальных условиях, на мощной коре и сходен по особенностям магматизма с современными континентальными окраинами (рис. 7.1). Это Карпатская и Динарская вулканические дуги и Паннонский массив с гетерогенным основанием, сложенным блоками байкальской, каледонской и герцинской консолидации. В миоцене на раздробленном основании Паннонского массива преобладали ареальные извержения кислых магм, площади развития которых были обрамлены миоцен-плиоценовыми вулканическими поясами базальтов и андезибазальтов вышеупомянутых дуг. Проседание Паннонского массива и превращение его во впадину в процессе образования вулканических пород сопровождались утонением земной коры до 20-25 км по сравнению со структурами обрамления (50-60 км) преимущественно за счет базальтового слоя, мощность которого не превышает 8-10 км (рис-7.2). Закончился вулканизм в Паннонской впадине незначительными проявлениями базальтового субщелочного вулканизма в позднем плиоцене плейстоцене, синхронного с наиболее интенсивным ее опусканием.

Подобная смена кислого вулканизма базальтовым характерна и ДЛЯ других тыловых массивов СП. В некоторых из них эволюция закончилась



Рис. 7.1. Тектоническое положение и районирование Карпато-Динарской складчатой области: 1 - Восточно-Европейская платформа; 2,3 - метаплатформенные области: 2 - авлакогеосинклинальные складчатые зоны, 3 - плитный чехол; 4 -■ - Средиземноморский подвижный пояс: 4, 5 - Западно-Европейская палеозойская складчатая область (4 - Чешский срединный массив, 5 - палеозойские складчатые зоны), 6–13 - области альпийской складчатости (6 - Предкарпатский ■ Предальпийский краевые прогибы, 7 - Внешняя флишевая мегазона Карпат и Алып, 8 - Внутренняя мегазона Карпат и Алып - докембрий и палеозой (а) и мезозой (б), 9 - неогеновые вулканические зоны на поверхности и под чехлом внутренних впадин. 10 - складчатые сооружения Балкан и Динарид, 11 - внутренние впадины, выполненные отложениями неогена и антропогена, 12 - выступы основания внутренних впадин, 13 - фронтальные линии крупных альпийских надвигов и покровов)

 стадии, близкой к паннонской, отличающейся от последней лишь несколько более интенсивным базальтовым вулканизмом (Центральноанаточийская и Иранская впадины). Другие тыловые массивы превратились в глуоководные впадины с зиянием океанической коры и оливин-базальтовым улканизмом (Эгейская и Альборанская), в третьих — процесс образовачия океанической коры прошел лишь частично (Тирренская и Критская падины), с сохранением реликтов раздробленной континентальной коры.



Рис. 7.2. Предполагаемые соотношения альпийского орогенного магматизма с глубинным строением вулканических областей "тылового типа" на примере Карпато-Динарской провинции (по Е.Е. Милановскому, Н.В. Короновскому, 1973): 1 - раннеорогенные вулканиты кислого состава, 2 - гранитоидные раннеорогенные интрузии, 3 - внутрикоровые очаги кислой магмы, 4 - позднеорогенные вулканиты основного состава, 5 - их магматические очаги, 6 - позднеальпийские молассы в краевых и межгорных прогибах, 7 - мезозойские и палеогеновые образования, 8 - палеозойские и докембрийские образования, 9 - тепловой поток (высота стрелок отражает его интенсивность), 10 - растяжение и направление горизонтального смещения масс (на орогенной стадии), 11 - сжатие и направление горизонтального смещения масс на раннеорогенной стадии, 12 - "гранитно-метаморфический" (γ) и "базальтовый" (β) слои консолидированной коры, 13 - граница Мохоровичича

Тот же процесс смены кислого вулканизма базальтовым с одновременным утонением земной коры и трансформацией ее в океаническую установлен в тыловых впадинах кайнозойских окраинных морей Западно-Тихоокеанской окраины (см. гл. 5; Фролова, Коновалов, 1985; Фролова, 1995). По аналогии с активными континентальными окраинами (см. гл. 4) можно предположить, что растяжение и деструкция древних тыловых массивов возникают в результате поднятия горячих масс астеносферы в виде мантийных диапиров, что приводит к вергентности обрамляющих их складчатых сооружений и находящихся в их пределах вулканических поясов сторону предгорных прогибов. Эволюция вулканизма в этих структурах. подвергшихся деструкции, носит четкий антидромный характер.

В Кавказском сегменте СП, главными структурными элементами ^{ко} торого являются сводово-глыбовые сооружения, магматизм приуроче

преимущественно к двум типам обстановок. К первому относятся разнообразные по своей природе жесткие массивы (внутренние, краевые, срединные) домезозойской стабилизации. Магматизм в них тяготеет к зонам разуплотнения коры и мантии, отраженным на поверхности структурами локального растяжения наложенными впадинами И разломами в пределах массивов и по их периферии. Эти массивы являются ареной площадного кислого и среднего вулканизма и характеризуются мощной континентальной корой (45-65 км) с "гранитным" слоем (10-30 км) при практически постоянном по мощности "базальтовом" слое, испытывая, как правило, воздымание, чем отличаются от массивов паннонского типа. Отличия в геодинамическом режиме и строении коры по сравнению с последними объясняются тем. что они находятся в стадии сводообразования, предшествуюшей прогибанию. Вторая обстановка проявления вулканизма в Кавказском сегменте - периферические по отношению к массивам складчатые сооружения и тектонические нарушения, для когорых характерен основной средний магматизм нормальной и повышенной шелочности (рис. 7.3).



Рис. 7.3. Схема размещения новейших вулканитов Кавказа (по Е.Е. Милановскому. Н. В. Короновскому, 1973) с упрощениями: 1 - позднекайнозойские молассовые впадины, 2 - ареалы плиоцен-четвертичного вулканизма, 3 -5 - тектонические зоны Малого Кавказа (3 - мел-палеогеновые флишевые и вулканогенные парагеосинклинали, 4 - пояса меловых офиолитов, 5 юрские вулканогенные парагеосинклинали): 6 -II - тектонические зоны Большого Кавказа (6 миогеосинклиналь северного склона, 7 - юрская сланцевая геосинклиналь Главного хребта, 8 выступ палеозойского основания Главного хребта, 9 - вулканогенно-терригенная юрско-меловая геосинклиналь южного склона, 10 - Тырныаузская шовная зона, 🔲 - Кахетино-Лечхумская шовная зона); 12 - Скифская плита, 13 - Лабино-Малкинский краевой массив, 14 – фрагменты Закавказского срединного массива. Ареалы новейшего вулканизма (цифры на схеме): 1 - район Кавказских Минеральных Вод, 2 - Тызыл, Нижний Чегем, 3 - Тырныаузская шовная зона (Сурхарандух, район Тырныауза, бассейн р. Кыртык), 4 - Эльбрус, 5 - Верхний Чегем, 6 - Сангутидон, Тепли и другие неоинтрузии Главного хребта, 7 - Казбек, 8 - Камрджин, район Крестового перевала, Кельское нагорье, 9 - район Джавы -Цхинвали, 10 - Ахалкалакское нагорье, 11 - Арагац, 12 - Гегамское нагорье, 13 - Айоцдзор, Зарденисский хребет, 14 - Сюникское нагорье, 15 район Кафан, 16 -Нахичевань



Рис. 7.4. Распределение основных региональных изостатических аномалий (Артемьев, 1971) и областей орогенного вулканизма в Альпийском поясе: 1 - региональные минимумы средней интенсивности, 2 - то же, большей интенсивности, 3 - региональные максимумы средней интенсивности, 4 - то же, большей интенсивности, 5 - районы проявлений орогенного **вулканизма**, 6 - границы Альпийского пояса

Ареалы позднекайнозойского магматизма Кавказского сегмента почти совпадают с границами Транскавказского поднятия, поперечного по отношению к простиранию СП и являющегося северным продолжением Африкано-Аравийского рифтового пояса, которому свойственно растяжение. Разуплотнение под ним вещества мантии приводит к дополнительному подъему всех пересекаемых им структур Кавказа.

Наибольшей интенсивности орогенный позднекайнозойский магматизм достигал в областях развития высоких тепловых потоков, которые по их значениям сопоставимы с таковыми в COX и континентальных рифтах. Для этих областей характерны высокая сейсмичность с глубинами очагов до нескольких сотен километров, подъем поверхности Мохо и более глубоких сейсмических фаниц, в частности кровли и подошвы астеносферы, региональные максимумы полей изостатических гравианомалий, повышение электропроводности и понижение скоростей продольных волн в коре и мантии (Милановский, 1991; Молявко, 1990; Артемьев, 1971; и др.; рис. 7.4). Все приведенные данные свидетельствуют о наличии поднимающихся мантийных диапиров, определяющих размещение ареалов магматизма. Следовательно, разнообразие геодинамических обстановок в совокупности с пестротой и сложностью геологического строения СП приводило к крайне разнообразным по составу проявлениям магматизма, постепенно затухающего в течение кайнозоя.

7.2. Магматические формации и эволюция магматизма

Типы магматических формаций СП в кайнозое ближе всего к таковым континентальных окраин андского типа, хотя встречаются, особенно в палеогене, и островодужные формационные типы. Если в палеогене раз-

Оиты как наземные, так и морские, преимущественно мелководные формации, то в позднекайнозойский этап они образуются наиболее часто в наземных условиях. Пирокластические образования, как правило, слагают нижние части формационных тел. Часть вулканических пород в ассоциации с перемытым наземным материалом пролювиального, лахарового, речного или озерного происхождения образует вулканогенно-осадочные формации. Помимо ареальных изометричных или ареально-трещинных линейных полей вулканических пород, начинающих или заканчивающих вулканические фазы, широко распространены длительно развивающиеся крупные очаговые структуры. Они начинаются ареальной деятельностью моногенных аппаратов, которые сменяются образованием крупных стратовулканов или их групп, с последующим развитием кальдер, завершаюших экструзий и гипабиссальных штоков, а также площадной гидротермальной деятельностью. Некоторым из этих структур свойственны вулканоплутонические ассоциации с преимущественно гранитоидным составом интрузивов.

Большая часть формационных типов как Карпато-Динарского, так и Кавказского сегментов сложена породами нормальной и несколько реже повышенной щелочности. Среди формаций нормальной щелочности преобладают дифференцированные, непрерывные по кремнекислотности типы. Контрастные формации встречаются значительно реже. Особенностью вулканизма кайнозойского этапа СП является редкость однородных базальтовых формаций, в то время как однородные формации, сложенные кислыми вулканическими образованиями, встречаются достаточно часто. Наиболее широко развиты различные типы андезитсодержащих формаций андезитовые, андезидацитовые, андезибазальт-андезитовые, базальт-андезибазальтовые, андезит-дацит-риолитовые. Полные ряды пород от базальтов до риолитов относительно редки.

Субщелочные формационные типы также характеризуются рядами **лифференциатов** большей или меньшей протяженности (трахибазальт-ан**дезибазальтовая**, трахиандезит-трахириолитовая, шошонит-латитовая, трахириолитовая формации). Формации щелочных пород с фельдшпатоидами развиты реже, преимущественно в специфической обстановке жестких массивов (Закавказская глыба, Талышский массив и др.).

К позднекайнозойским формациям в Карпатско-Динарском сегменте относятся риолит-дацитовая миоценовая формация Паннонского массива, представленная преимущественно игнимбритами и пемзо-пирокластическими потоками, реже лавами и экструзиями; андезибазальт-андезитовая миоплиоценовая формация Внутренних Карпат, контролируемая разлома-Ми глубинного заложения и связанная с деятельностью крупных стратовулканов; формация щелочных базальтоидов плиоплейстоцена небольших объемов, которая развита как в пределах Паннонского массива и в обрамляющих его складчатых структурах, так и на окружающих древних и молодых платформах. Все они были сформированы в этап ослабления коллизионного сжатия. Эволюция позднекайнозойского магматизма носит яр. ко выраженный антидромный характер как для провинции в целом, так и для отдельных вулканических массивов. В последних наблюдается смена эксплозивных извержений эффузивными, уменьшается во времени количество пород с парагенезисами вкрапленников, содержащих гидроксиль. ные минералы, что говорит о закономерном уменьшении содержания летучих компонентов.

Значительно более разнообразны формации Кавказского сегмента. Приуроченные преимущественно к Транскавказскому поперечному поднятию, они закономерно изменяются с севера на юг. В пределах Большого Кавказа на позднеорогенном этапе широко развиты риодацит-риолитовая (игнимбритовая) и трахириолитовая формации, приуроченные к наиболее приподнятому участку северного крыла горст-антиклинория Большого Кавказа и отделенные от более ранних (мезозойских или палеозойских) магматических проявлений значительным интервалом времени. Сюда относятся Минераловолский. Верхне- и Нижнечегемский. Эльбрусский ареалы магматизма и магматизм Лабино-Малкинской зоны (см. рис. 7.3). Помимо наземных лав, игнимбритов и пирокластических пород широко развиты гипабиссальные интрузии и гранитоилы малых глубин, что позволяет выделить комагматичную риолит-гранитную ассоциацию. Вулканотектонические проседания в областях максимальных вулканических проявлений свидетельствуют о наличии коровых очагов. Менее широко распространена андезит-андезидацитовая формация (Казбекский вулканический ареал) с полчиненной ролью базальтов и риодацитов, приуроченная к разломам на сочленении опущенного и приподнятого блоков Центрального и Восточного сегментов Кавказа (Молявко, 1990). В пределах Закавказского массива, в краевых частях Грузинской глыбы развита базальтовая субщелочная формация.

Наиболее разнообразный вулканизм в позднем кайнозое свойствен Малому Кавказу. Здесь сосуществуют формации разных типов — нормальной щелочности, субщелочные и щелочные, причем роль основных пород и пород повышенной щелочности возрастает по сравнению с подобными породами Большого Кавказа. В пределах Армянского нагорья развита миоплиоценовая андезидацитовая формация, приуроченная к наиболее приподнятым его участкам (Сомхето-Карабахская, Мисхано-Зангезурская зоны и др.). Соотношение пород в отдельных ее ареалах очень пестрое, однако наблюдается четкая тенденция к уменьшению количества кислых и пирокластических пород и к повышению основности эффузивов в процессе развития крупных полигенных вулканов. Более молодой является верхнеплиоцен-четвертичная риолитовая формация, незначительно распространенная в отдельных купольных вулканах. Верхнеплиоцен-четвертичная андезибазальт-дацитовая формация представлена рядом крупных вулканических массивов, часть из которых наложена на блоки байкальского фундамента (Арагац, Ахалкалакское нагорье).

Шелочные и субщелочные формации структурно тяготеют к глубинпымразломам, в том числе транскавказского направления. Начиная с позднего миоцена в пределах Малого Кавказа формируются вулканические плато, сложенные базальтовыми, андезибазальт-андезитовыми вулканическими породами. Их объемы возрастают во времени, а также в пространстве, увеличиваясь на юг в сторону Анатолии и Ирана. Увеличение объемов шелочных пород и возрастание шелочной тенденции на юг в вулканизме Кавказского сегмента отражает рифтогенный характер пересекаюшего Малый Кавказ Транскавказского поднятия (Милановский, Короновский. 1973: Милановский, 1991). Формации преимущественно базальтового состава, в отличие от известково-щелочных с обилием кислых пород, не связаны с типом или мощностью коры. Они контролируются глубинными разломами разного направления и формируются в синклинорных прогибах и наложенных мульдах, в разной степени переработанных тектоническими движениями альпийского этапа. Общая направленность позднеорогенного вулканизма в Кавказском сегменте, как и в Карпато-Динарском. носит антидромный характер.

Примером автономного орогенного магматизма может служить континентальный магматизм грандиозного хорошо изученного (Белый, 1978) мезозойского Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, сложенного преимущественно субаэральными вулканогенными и интрузивными формациями. Заложение пояса на границе кор континентального (Верхояно-Чукотские мезозоиды) и переходного (Корякско-Камчатские кайнозоиды) типов позволяет провести сравнение орогенного магматизма, имевшего место в той и другой обстановке, и выявить его зависимость от строения земной коры. Лишь в так называемой внутренней зоне, наложенной на более проницаемые кайнозоиды с менее мощной земной корой, развиты базальтовые формации, начинающие орогенный магматизм. Позднее здесь спорадически появляется в незначительных объемах андезитовый и игнимбритовый вулканизм, вскоре вновь сменяющийся заключительным базальтовым, который в отличие от раннего носит подщелоченный характер. Широко распространены в этой зоне комагматичные эффузивам интрузивы тоналит-диоритовой и более молодой сиенит-диоритовой формаций, как правило, более высокой кремнекислотности по сравнению с вмещающими вулканическими породами. Во внешних зонах, наложенных на мезозоиды с континентальной корой, начальный магматизм носит преимущественно андезитовый известково-щелочной характер, сменяясь обильным кислым игнимбритовым и завершаясь контрастным базальт-риолитовым или базальт-трахириолитовым вулканизмом. Вулканические образования сопровождаются комагматичными гранодиорит-гранитной и сиенит-диорит-щелочно-гранитной формациями.

Итак, временные и латеральные ряды магматических формаций оро-**Генных** поясов показывают четкую зависимость от геотектонических и ге-**Одинамических** условий своего формирования. Базальтовые формации приурочены к менее зрелой и более проницаемой земной коре, в отличие от андезитового и кислого магматизма, наиболее обильного в регионах мощной континентальной корой. Этапы усиления сжатия характеризуются преимущественно кислым магматизмом с возрастанием относительных объемов интрузивных формаций. В зонах коллизий наиболее интенсивные магматические проявления связаны с этапами ослабления сжатия или сосредоточены в областях относительного растяжения. Примером является совпадение ареалов магматизма на Кавказе с Транскавказским поперечным поднятием.

7.3. Вещественный состав вулканических пород

Особое внимание в этом разделе будет уделено породам типоморфных для данной обстановки известково-щелочных серий и их сравнению с известково-щелочными породами АО.

7.3.1. Петрография. Вулканические породы известково-щелочных и субщелочных серий, как правило, имеют порфировую структуру с двумя и более парагенезиса ми вкрапленников. Главные их отличия заключаются в более широком распространении гидроксилсодержащих минералов — амфибола и биотита, наличии двуполевошпатовых парагенезисов, особенно в кислых породах, и обильного раннего магнетита. В известково-щелочных сериях обычны двупироксеновые породы, оливин редок. Он появляется в базальтах и субщелочных андезибазальтах, одновременно с исчезновением ортопироксена и изменением эволюции клинопироксенов от авгита к салиту и геденбергиту. В породах часто встречаются неоднородные, флюидальные, пористые текстуры, полосчатость в стекловатых, преимущественно кислых разностях, различная степень раскристаллизации основной массы, даже в пределах шлифа.

Широко распространены ксенолиты вмешающих пород и родственные включения, а также ксеногенные вкрапленники. Ксенолиты сложены породами осадочного чехла и кристаллического фундамента, обычно в той или иной степени переработанными. Родственные включения представлены полнокристаллическими породами интрузивного и гипабиссального облика. Чаще всего это нориты, габбро-нориты и анортозиты, в разной степени дезинтегрированные и обычно окруженные ореолами ксеногенных вкрапленников. При сохранении структурных особенностей (высокая пористость, следы частичного плавления) они отличаются по составу от аналогичных включений энсиалических дуг (см. гл. 3.5) меньшим распространением оливинсодержащих парагенезисов и более сходны по составу с включениями АО континентов. Ксеногенные вкрапленники характеризуются деформированностью, неравновесностью с расплавом, наличием "ситовидных" ядер и реакционных кайм, которые в плагиоклазах облаДЗ' ют обратной и рекуррентной зональностью. Часто встречаются неравновесные ассоциации вкрапленников (например, оливин с кварцем), известен гранат (альмандин), среди акцессорных минералов в кислых и средних породах присутствует ставролит (Молявко, 1990).

Все сказанное свидетельствует о широком распространении гибридизма, а также смешения частично раскристаллизованных расплавов (Попов, Семина, Николаенко, 1987), особенно среди образований известково-щелочной серии. В щелочных породах явления гибридизма и смешения встречаются реже. Интенсивная эксплозивная деятельность, обилие игнимбритов и туфолав, богатство ОН-минералами свидетельствуют о высоком содержании летучих компонентов, превышающих в целом их уровень в ОД.

7.3.2. Химический состав. Известково-щелочные серии имеют преимущественно высококалиевый характер (табл. 7.1). Наряду с боуэновским трендом они обнаруживают высокую известковистость и железистость, сближающие их с островодужными сериями. Низкокалиевые серии редки. Они присутствуют в миоценовых вулканитах Карпат и среди миоплиоценовых и позднечетвертичных вулканитов Кавказа, преимущественно в тех случаях, когда они связаны с длительно развивающимися структурами геосинклинального подвижного пояса (вулканические массивы Арарата, Казбека и др.).

Сравнение позднекайнозойских известково-щелочных серий СП с сериями других геотектонических обстановок показывает их близость к породам Анд и других орогенных фанерозойских поясов. В то же время они отличаются большим распространением высококалиевых пород с постепенными переходами к субщелочным, объемы которых особенно возрастают в позднеорогенный этап. Временная эволюция вулканизма, как указывалось выше, за редким исключением, антидромна, с увеличением во времени K_2O и MgO в сопоставимых типах пород.

Общие содержания элементов-примесей в известково-щелочных сериях СП превышают таковые в ОД и близки к Центральному сегменту Анд и **вулканоплутоническим** поясам типа Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского. Общий рисунок спайдеграмм с нормализацией **по N-MORB** обнаруживает значительное сходство со **спайдеграммами** указанных вулканитов (рис. 7.5). Повсеместно выделяется значительный максимум крупноионных литофильных элементов (Sr, K, Rb, **Ba**, Th), столь характерный Для известково-щелочных пород и превышающий аналогичный максимум в породах Анд, при низких **К/Rb** отношениях — **220–240**, свидетельствующих о более высокой щелочности. Та-Nb минимум и максимумы по Се и Р. столь характерные для ОД, здесь менее четки. Отсутствует также Zr-Hf **Минимум**, свойственный породам **как** Анд, **так** и ОД Западно-Тихоокеанской окраины, понижено содержание Th. Таким образом, спайдегра-**Мы**, сходные в целом с таковыми АКО, обладают рядом черт, свойственных рифтогенным породам повышенной щелочности.

Высокие содержания легких лантаноидов, значительно превышаюшие таковые в вулканитах ОД и АКО, также близко соответствуют рифтогенным, однако минимумы по тяжелым РЗ (рис. 7.6) отсутствуют как в известково-щелочных, так и в субщелочных породах. Повышенные содер. жания элементов с высоким ионным потенциалом, так же как и **крупно**, ионных некогерентных элементов, исключают образование основных

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO	55.6	69,5	75,2	52,3	59,8	63,2	66,25	72,2	75.0
TiO ₂	0,95	0,41	0,07	1,14	0,89	0,80	0,76	0,24	0,21
Al ₂ O ₃	16,9	16,0	13,5	18,6	16,9	17,4	16,6	14,8	13.4
Fe ₂ O ₃	7,8	2,3	1,2	8,4	6,45	4,8	3,6	1,8	1.3
FeO	0,12	0,08	0,08	0,14	0,10	0,11	0,05	0,06	0,06
MgO	4,5	0,9	0,3	4,7	3,0	1.8	1.1	0,5	0,4
CaO	7,1	2,0	1,2	8,6	5,7	4,0	2,5	1,7	1.4
Na_2O	4,5	4,65	4,1	4.1	4,4	4,5	4,9	4,3	4,1
K_2O	2,2	4.2	4,4	1,9	2,5	3,15	3,9	4,3	4.1
P_2O_5	0,45	-	0,05	0,35	0,38	0,36	0,27	0.06	0.05
Rb	39	-	127	Н.О.	48	51	80	85	125
Sr	644	-	48	-	576	637	459	229	89
Ba	525	—	267	-	743	588	850	1000	700
La	32	—	25	-	60	53	56	50	23
Ce	61	-	50	-	96	90	93	78	41
Sm	4,1	-	-	-	5,9	6,0	6,2	8,7	3,5
Eu	1,0	—	0,40	-	1,7	1,4	1,5	0,84	0.51
Tb	0,45	-	-	-	0,91	1,10	0,94	0,43	0,55
Yb	2,3	—	2,0	-	2,4	3,3	3,8	2,7	2,2
Lu	0,25	-	-	-	0,32	0,39	0,47	0,56	0,27
Y	20	-	10	-	10	30	23	10	10
Zr	160	-	50	-	194	350	387	230	70
Hf	3.8	—	3,0	-	5,1	7,8	8,8	5,8	3,0
Та	0,80	-	2,50	-	0,73	1,10	1,16	0,87	1.30
Nb	10	-	3,4	—	20	20	30	30	20
Th	5,8	-	15,8	-	7,3	10,0	12,0	15	13.0

Средний химический состав (оксиды в мас. %, элементы в г/т) вулканичес

П р и м е ч а н и е. 1-7- район влк. Арагац: 1 - позднемиоценовые потоки, уще ки влк. Артени, 4-7 - четвертичные потоки (4 - сев. склон влк. Арагац: 5 - Кель туфолавы подножия влк. Арагац); 8–15 - Ахалкалакское нагорье: 8 - позднеми вертичные потоки влк. Когюндаг, 10–15 - четвертичные образования (10 - влк. - верховья р. Ахурян, 14 - влк. Ортулудаг, 15 - влк. Сурхоганес).

вулканитов СП из истощенной мантии, а значительные вариации ^в содержаниях отдельных элементов свидетельствуют о разной степени обогашенности магмогенерирующего источника, представленного преимущественно субконтинентальной литосферой, хотя часть субщелочных и шелочных пород, очевидно, является производными астеносферной мантии.

Отношения радиогенных изотопов Nd и Sr варьируют в широких пределах, отражая региональные неоднородности вулканических пород. Большая часть ареалов изотопных отношений на диаграмме 87 Sr/ 86 Sr- 43 Nd/ 144 Nd сдвинута от области главной мантийной корреляции в сторону

Таблица 7.1

10	11	12	13	14	15
52,2	55.9	60,1	63,1	67,0	70,0
0,98	0,97	0,70	0,54	0,53	0,27
16,95	16,8	16,9	16,4	14,9	13,4
8,9	8.3	6,9	5,5	3,9	4,65
0,14	0,12	0,10	0,08	0,05	0,07
6,1	4,2	3,3	2,6	1,4	0,75
8,9	7,7	6,2	5,4	4,3	3,2
4,0	4,2	3,95	4,0	4,2	3,8
1,4	1,7	2,2	2,4	3,5	3,9
0,39	0.39	0,24	0,26	0,13	-
17	34	40	55	64	64
568	586	653	504	363	317
400	500	608	653	871	600
25	33	37	32	37,5	35
39	52,5	64	54	68	60
4,8	4,6	4,35	3,5	3,4	3,5
1,5	1,5	1,25	1,06	1,0	1,1
1,2	0,95	0,66	0,56	0,51	0,62
2,9	2,6	1,85	1,9	2,1	1,7
0,44	0,39	0,27	0,22	0,24	0,22
17	18	7	10	9	10
177	180	175	142	150	170
4,0	4,6	4,25	4,5	5,45	4,0
0,63	0,82	0,58	0,68	0,48	0,79
10	10	15	15	12	10
1,6	5,2	6,7	8,1	14,5	9,0

CH Y	порол	орогенных	поясов	континентов
	пород	ODOICIIIDIA		Rominionion

Вс Алеберд, 2-3 - миоцен-четвертичные пото- **Ское** нагорье, 6 - подножие влк. Арагац, 7 - **Оценовые** потоки влк. Ени-Ел, 9 - миоцен-чет-**Ортулудац** – Кечутский хр., 12 – там же, 13

больших содержаний тяжелого Sr. В известково-шелочных породах Кавказского. Карпато-Родопского и Макелонского сегментов отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьирует от 0,703 до 0,7154 при относительно низких содержаниях 143 Nd/ 144 Nd = 0.5122 - 0.5125 (Молявко, 1990; Marchev et al., 1994; Bubnov, Goltzman, 1994; и др.). По направлению к западу СП значения 87 Sr/86 Sr **убывают**. а 143Nd/144Nd возрастают. В Анатолийском сегменте высококалиевые известковощелочные серии характеризуются в среднем значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равными 0,705возрастании 0,707, при 143Nd/144Nd до 0.5124-0,5127, а в риолитовых обсидианах тех же серий 87 Sr/ 86 Sr = 0,704 $-0,706 \text{ M}^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5026$ -0,5183 (Keller, Satir, Taylor, 1994). Наиболее близки к области мантийной коррелянии значения отношений тяжелых изотопов в субщелочных сериях, которые в поро-Македонско-Родопского дах вулканического пояса соответствуют: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70323 -0,70348 при ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd =

0,51292–0,52980 (Marchev et al., 1994). В данном случае источником, воз-**Можно**, являлась астеносферная мантия. Таким образом, данные по ради-**ОГЕННЫМ** изотопам Sr, Nd, а также Pb (Crisci, 1994; Mason et al., 1994) свидетельствуют о возрастании роли корового материала в магматических породах в восточном направлении, к Карпато-Динарскому и Кавказскому сегментам. Это подтверждается данными по изотопии кислорода (Marchev et al., 1994; Keskin, Pearce, 1994). Региональные особенности вулканизма в отдельных зонах и блоках, помимо характера мантийного источника, определяются геологическим строением корового фундамента, мощностью земной коры и тепловым потоком.

7.4. Происхождение первичных магм

Объемы базальтов среди кайнозойских вулканитов СП незначительны и не превышают, по данным Н.В.Короновского (1979), 10% от общего объема вулканических пород (не считая глубоководных впадин Западного Средиземноморья). В своем большинстве они относятся к недосыщенным кремнеземом оливиннормативным и нефелиннормативным разностям (Кавказ), реже к гиперстеннормативным (Карпаты), тесно пространственно связанным с андезибазальтами. Относительно низкая магнезиальность ("M"<70), низкие содержания MgO, редко достигающие 8-10%, высокая железистость оливина (Fo₇₅₋₈₀) не позволяют идентифицировать эти базальты как первичные выплавки.

Содержания крупнолитофильных ионных элементов возрастают по мере увеличения щелочности, так же как и степень окисления железа. что является доказательством изначально повышенной шелочности первичных магм для большинства субшелочных базальтов. Высокие содержания железа, а также тяжелых РЗЭ свидетельствуют об отсутствии гранатов в рестите, следовательно, исходным субстратом для мантийных расплавов был скорее всего шпинелевый лерцолит. Состав магматических пород позволяет предполагать, что исходный мантийный су-



Рис. 7.5. Средний состав микроэлементов, нормализованный по N-MORB (Pearce, 1987), в базальтах зон новейшего вулканизма Кавказа: 1 - Ахалкалакское нагорье, 2 - влк. Арагац



Рис. 7.6. Средний состав РЗЭ, нормализованный по кондриту (Wedepohl, 1981), в базальтах (А) и дацитах (Б) зон новейшего вулканизма Кавказа: 1 - Ахалкалакское нагорье, 2 - влк. Арагац, 3 - влк. Эльбрус

бстрат является обогашенным. представленным континентальной литосферой и астенос-Истощенный, ферой. близкий к астеносферному источнику типа MORB субстрат устапреимущественовлен нно в запалной части СП и практически отсутствует в Карпато-Динарском и Кавказском сегментах. Отдельные участки мантии, возможно, испытали селективное метасоматическое обогащение, что сказывается на содержании некоторых некогерентных элементов (в частности, Nb, U и др.). Практически полное отсутствие высокомагнезиальных пикритов. наряду с богатством наиболее близких к исхолным базальтам глиноземом, согласуется с составом выплавок, экспериментально полученных на глуби-

нах, соответствующих 10–11 кбар при относительно невысокой степени плавления (<0,5) (Рябчиков, 1987). Последнее обстоятельство способствует увеличению в расплаве некогерентных элементов и, в частности, щелочей. Парагенезис минералов в базальтах отвечает малоглубинным условиям кристаллизации.

Несоизмеримо большие объемы свойственны в рассматриваемых сегментах СП кислым породам — риолитам, риодацитам и дацитам, причем значительная часть характерна именно для позднекайнозойских образований (КороновскиЙ, 1979). Геологические (мощная земная кора), геофиические (высокие значения теплового потока), а также петрологические Данные позволяют большинству исследователей рассматривать кислые

-							
Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7
SiO	66.9	69.2	69 3	62.1	69 1	72.9	75 1
TiO	0.61	0,47	0.37	0.87	0.47	0.28	0 19
AlpOn	15.9	16.2	16.1	16.9	15.9	14.1	13.1
FeO	3.7	2.5	2.9	51	2.9	2.2	1.6
MnO	0,07	0.06	0,06	0,08	0,05	0,04	0,04
MqO	1.7	1,3	1,0	3,3	1.1	0,6	0,5
CaO	3,9	3,0	2,9	5,2	2,9	1,9	1,0
Na_2O	4,0	3,8	3,7	3,9	4,1	3,8	3,8
K_2O	3,2	3,03	3,6	2,3	3,4	4,0	4,6
P_2O_5	0,27	0,28	0,15	0,30	0,22	0,11	0,07
Rb	155	156	185	88	129	145	517
Sr	411	304	270	473	322	229	330
Ba	430	300	440	350	550	650	330
La	39	48	48	32	44	-	20
Ce	80	88	88	53	79	-	39,5
Sm	4,3	6,8	3,8	4,3	4,0	-	4
Eu	1,45	1,0	1.1	1,5	1,3	-	0,29
Tb	0,66	0,69	0.66	0,50	0,48	-	0,45
Yb	1,7	2,0	1,6	2,1	1,6	-	1,15
Lu	0,30	0,31	0,25	0,34	0,26	-	0,11
Y	25	17	20	15	20	-	10
Zr	215	190	170	195	225	-	110
Hf	5,4	5 , 6	5 , 3	5,0	5 , 3	-	7,95
Ta	0,77	1,30	1,10	0,51	0,60	-	2,0
Nb	10	10	10	10	10	-	25
Th	19,0	24	26	11,0	17,0	-	42,0

Химический состав кислых пород районов Эльбруса (1 - 3) и Верхнего Чегема (4 - 7) миоценового и средне-верхнечетвертичного возраста

вулканические породы как палингенные коровые образования (Милановский, 1973; Попов, 1987; Молявко, 1990; Короновский, 1994; и др.)

Петрологическими доказательствами корового происхождения кислых пород являются: соответствие состава предельно кислых вулканитов (>74%) кварц-полевошпатовой котектике низкого давления; геохимические и изотопные данные, включающие высокие значения LILE элементов и коровая изотопия Nd, Pb, O, Sr; корреляция вещественного состава кис лых вулканитов с составом плавящегося субстрата. Так, низкощелочные высокоглиноземистые расплавы Карпато-Динарской провинции являются результатом частичного плавления низкокремнеземистых анортитсодержащих пород, встречающихся во включениях, что подтверждено модельны **ми** расчетами эволюции нижней коры Паннонского массива при последовательном фракционировании из нее 10-30% риолитового расплава **Молявко**, 1990). Низкоглиноземистые риодациты и риолиты Большого Кавказа, судя по микроэлементам, — результат плавления древних грану**питовых** комплексов среднего состава, а игнимбриты Нижнего и Верхнего Чегема (табл. 7.2) с высоким **Rb/Sr** отношением — производные плавления гранитного фундамента (Попов, 1987). Таким образом, субстратом, подвергшимся плавлению, были разноглубинные метаморфизованные пара- и ортопороды докембрийского и палеозойского основания СП.

Итак, особенностью орогенного магматизма внутриконтинентального СП является широкое развитие коровых магм при подчиненном значении мантийных. Роль мантийных магм, инициирующих появление коровых расплавов, заключается в прогреве литосферы и накоплении летучих компонентов в наименее проницаемых ее участках — жестких массивах с мощюй континентальной корой.

Континентальные орогенные пояса, в тех участках, которые испытывают наиболее интенсивное коллизионное сжатие, характеризуются большими объемами кислых палингенных пород в интрузивной фации, представленных многочисленными массивами разнообразных гранитоидов, начиная от крупнейших гранитоидных батолитов (Южный Памир, Кавказ) и кончая более малоглубинными и субвулканическими телами гранитов, преимущественно калиевых и субщелочных. В областях максимального сжатия и соответственно орогенного воздымания и максимальной мощности земной коры (Памир) в позднекайнозойский этап интрузивные тела, вскрытые эрозией, представляют собой единственные проявления магматизма. В Кавказском сегменте, где сжатие менее значительно, а в пределах Транскавказского поперечного поднятия сбалансировано растяжением, широко развиты вулканоплутонические ассоциации, например позднеоросенная ассоциация Большого Кавказа, включающая дифференцированные серии вулканитов среднего и кислого состава и массивы гранодиоритов и ранит-порфиров.

7.5. Эволюция первичных магм

Пути эволюции наиболее распространенных известково-щелочных и субщелочных магм Кавказского и Карпато-Динарского сегментов СП разнообразны. Кристаллизационная дифференциация как главный фактор эволюции свойственна преимущественно субщелочным сериям. Преобадающие протяженные трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-трахириоитовые и тефрит-шошонит-латитовые серии, так же как и серии, включаощие лишь часть ряда — основные или кислые их члены, являются дифреренциатами субщелочных оливин-базальтовых мантийных магм, что оказывается наличием родственных кумулатов (преимущественно клиноироксенитов и верлитов). Детально изученная трахибазальт-трахиандезит -трахириолитовая серия наложенной Кельбаджарской мульды Малого Кавказа (Имамвердиев, 1988) является примером ведущей роли кристаллизационной дифференциации. Об этом говорят сходство минеральных парагенезисов, закономерное изменение их состава в разных членах ряда и наличие эволюционного тренда стекол из вкрапленников и гомогенизированной основной массы, совпадающего с трендом составов пород. Широкое распространение водных минералов свидетельствует о дифференциации в условиях высокого содержания летучих компонентов.

Эволюция известково-щелочных серий более сложна и не ограничивается кристаллизационной лифференциацией. Релкость толеитовых серий не позволяет рассматривать известково-щелочной тренд как генетически связанный с толеитовыми базальтами и приобретенный в процессе окисления толеитового расплава (см. гл. 3.7.2). Подобный вариант их происхождения возможен лишь для части известково-шелочных серий Карпат. По всей вероятности, исходными для аналогичных серий Кавказа являются богатые летучими высокоглиноземистые базальтовые магмы с относительно высоким содержанием щелочей. В результате их фракционирования формируются известково-щелочные серии с убывающей щелочностью по мере подкисления их членов, что связано со все большим включением корового материала в их состав. Они обнаруживают признаки взаимодействия мантийных магм с материалом земной коры, отражающие разные механизмы этого взаимодействия — контаминацию, магматическое замещение, гибридизм, детально рассмотренные в гл. 3.7.2. В орогенных континентальных поясах эти признаки столь же четко выражены, как и в АКО, значительно превосходя в этом отношении ОД. Согласно расчетам объемы континентальной коры, включенной в магмообразование, весьма различны — от 10-30% (Keskin, Pearce, 1994) до 70-80%. При этом наблюдается прямая корреляция между мощностью земной коры и увеличением отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, отражающего вклад земной коры в магмообразование.

В Кавказском сегменте установлено два механизма контаминация которые были нами определены выше (см. гл. 7.2) как глубинная контаминация источника (Казбекский вулканический ареал) и коровая контаминация (Эльбрус; Bubnov, Goltzman, 1994). Таким образом, значительная часть дифференцированных известково-щелочных серий имеет корово-мзнтийное происхождение. Характерно, что эти серии, расплавы которых содержат как мантийный, так и коровый материал в разных соотношениях, часто обладают общей геохимической спецификой. Подобные примеры для Кавказа приведены В.С. Поповым и др. (1987). Очевидно, эта спери цифика определяется сходными процессами преобразования субконтинентальной литосферы, вовлеченной в магмообразование при воздействии потоков глубинных флюидов единого состава, вероятно, связанных с мантийными диапирами. Согласно данным Ю.С. Геншафта (1993) и В.Г. Молявко (1990), увеличение щелочности и калиевости магм на Кавказе в пр

делах Кавказского нагорья достигается при взаимодействии активной разогретой коры с мантийными щелочными флюидами и расплавами. Приводимые этими исследователями факты свидетельствуют о значительном вкладе корового калия в формирование уровня щелочности магм.

Важным фактором разнообразия пород в орогенных вулканических формациях является также смешение расплавов и уже начавших кристаллизоваться магм, следы которого четко просматриваются при петрографических наблюдениях. Изучение геохимических аспектов явлений смешения в вулканических сериях Армянского нагорья (Попов, Семина, Николаенко, 1987) привело к выводу, что в этом процессе принимают участие базальтовые магмы разной степени дифференциации и кислые расплавы, содержащие не более 66-68% кремнезема, т.е. наиболее высокотемпературные и глубинные. Эвтектические предельные расплавы обычно не несут признаков смешения.

Известково-щелочные андезиты несколько уступают по объемам кислым породам (Короновский, 1979). Большая часть их пространственно и генетически связана с базальтами или относится к сериям андезибазальтандезит, представляя собой результат дифференциации мантийных магм, относительно слабо загрязненных контаминационными процессами. Менышая часть андезитов и трахиандезитов, микроэлементный состав которых сильно варьирует, представляет собой результат смешения базальтовых мантийных и кислых коровых магм. Еще в меньшем количестве присутствуют кислые андезиты, ассоциирующие с андезидацитами и да**штами**, которые, возможно, являются **палингенными** коровыми породами из более глубоких горизонтов земной коры или при большей степени ее плавления (Казбекская область).

Происхождение андезидацитов и дацитов не может быть определено однозначно. При тесной связи с андезитами они являются их дифференциатами. При антидромной последовательности эволюции в отдельных вулканических ареалах, где они генетически связаны с риолитами, они могут быть результатом увеличения степени плавления при повышении разогрева субстрата (Попов, Семина, Николаенко, 1987), как это предполагаети для АКО (см. гл. 4). В протяженных сериях, включающих спектр по-Род от основных или средних до риолитов, вполне вероятно также их гиб-Ридное происхождение, признаки которого имеются в вещественном составе пород некоторых комплексов. Не исключено, что породы известковошелочных серий гетерогенны, однако данных для их разделения по генеису пока недостаточно.

7.6. Выводы

1. Магматические породы орогенных поясов, где наиболее распространены наземные известково-щелочные и субщелочные формации, являотся крайними членами в ряду, который продолжается магматическими породами АО континентов, а затем энсиалических и, наконец, энсиматических ОД. Границы между отдельными членами этого ряда нерезкие, и они связаны взаимными переходами. Наиболее четкими отличиями в вещественном составе пород являются: обилие коровых кислых магматитов повышенное содержание щелочей, особенно калия, большие объемы интрузивов, преимущественно гранитоидов, а также практически полное отсутствие офиолитов.

2. В случае приуроченности орогенных вулканоплутонических поясов к зонам коллизии объемы магматических пород резко уменьшаются, начинают преобладать кислые породы, преимущественно в интрузивной фации.

3. Для орогенных поясов характерна антидромная последовательность магматизма, когда коровый магматизм орогенных поднятий, возникших за счет глубинного диапиризма, сменяется базальтовым, часто подщелоченным магматизмом, фиксирующим этап деструкции этих поднятий, с проседанием отдельных впадин и утонением под ними земной коры, под которыми впоследствии в отдельных случаях образуются океанические бассейны (см. гл. 5).

4. Приуроченность известково-щелочных серий, наблюдаемых в разных обстановках (энсиматические и энсиалические ОД, АКО и континентальные орогенные пояса), фиксирующих как сочленение континентальной и океанической коры, так и находящихся в пределах только континентальной коры, не позволяет рассматривать происхождение всех известково-щелочных серий как результат плавления океанической плиты при субдукции или как воздействие на вещество мантийного клина отделившихся от этой плиты флюидов. Фактам широкого развития известковощелочных пород в континентальных орогенных поясах, где отсутствует океаническая кора, могут быть даны альтернативные объяснения: либо известково-щелочные серии гетерогенны и их происхождение в континентальных орогенных и коллизионных зонах существенно отличается от такового в зонах перехода от континентов к океану, либо гипотезы образования известково-щелочных серий при участии материала океанической коры или отделяющихся от нее флюидов нуждаются в пересмотре.

5. Источники магматизма орогенных поясов полигенны. Магматические породы включают как мантийные, так и коровые компоненты, взаимодействующие при длительном затрудненном подъеме к поверхности в системе промежуточных очагов при высокофлюидном режиме, в которых кристаллизационная дифференциация магм осложняется процессами контаминации, гибридизма и смешения магматических расплавов.
ГЛАВА 8. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РИФТОВЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ

Рифтовые зоны были выделены на континентах в конце XVIII столетия. Однако лишь к середине двадцатого, после открытия COX, сложилось представление о мировой рифтовой системе и были установлены переходы рифтовых зон с коры одного типа на кору другого. Так, Восточно-Тихоокеанское поднятие продолжается в пределы Северо-Американского континента, продолжением Аденского рифта является Аравийско-Индийский хребет, а Эфиопский рифт через "треугольник" Афар переходит в межконтинентальный рифт Красного моря. Однако не все современные континентальные рифты (КР) входят в мировую рифтовую систему. Например, Рейнский грабен и Байкальский рифт занимают обособленное положение (см. рис. 1.1). КР являются областями базальтового магматизма, преимущественно щелочного, сопровождаемого значительными объемами щелочных салических и кислых пород. Континентальный рифтовый магматизм весьма разнообразен и отражает геологическое разнообразие рифтовых **зон.**

8.1. Основные черты геологии и глубинного строения

Континентальные рифты представляют собой полосовидные зоны растяжения планетарного масштаба, шириной в несколько десятков и протяженностью в сотни и тысячи километров. Они обладают центральной депрессией, поднятыми флангами и сопровождаются подъемом астеносферы, а также утонением земной коры, что определяет возникновение магматизма. Подстилающая верхняя мантия характеризуется аномально высоким тепловым потоком и пониженными скоростями сейсмических волн (v_p=7,6–7,8 км/с). Как и океанические рифты, континентальные характеризуются повышенной малоглубинной сейсмичностью, гравитационными минимумами с дополнительными максимумами в центральных частях рифта, связанными с неглубоко залегающими базитовыми и ультрабазитовыми телами. В отличие от океанических рифтов, которые сопровождаются сопряженными с ними полосовыми магнитными аномалиями, КР несогласно наложены на магнитные аномалии, отражающие структуры фундамента. С КР обычно не связаны трансформные разломы, в то же время они Часто имеют коленчатое строение, огибая жесткие блоки фундамента. КР отличаются от океанических также незначительными масштабами раз-Движения, за все время существования рифта не превышающими первые Десятки километров. В одних случаях континентальный рифтинг предшествует образованию новых океанических бассейнов (Красное море), в Других — затухает внутри континентов.

Сравнение магматизма континентальных и океанических рифтов способствует пониманию процесса трансформации первых во вторые. К со-



Рис.8.1. Схема активной (А) и пассивной (Б) модели рифтогенеза: 1- континентальная кора, 2 - мантия, 3 - мантийный "плюм" (Wilson, 1988)

жалению, таких мест на нашей планете мало. Самым примером является ярким система Восточно-Африканских рифтов, где можно проследить все сталии этой трансформации — от начала деструкции и фрагментации континентальной коры ЛО образования межконтиненрифта Красного тального моря (Колмен, 1984). Переход от КР к океаническим осуществляется путем активного растяжения и раскола континентальной коры с последующим заполнением мантийными трешин выплавками и образованием участков океанической коры. Состав магматических пород при этом трансформируется от типично континентальных

к океаническим.

Для всех рифтовых зон характерен подъем астеносферы в виде мантийных диапиров. Однако он может быть вызван разными причинами. Согласно существующим представлениям выделяются активная и пассивная модели рифтогенеза, различающиеся движущей силой этого процесса. Отнесение конкретного рифта к той или иной модели определяется временной последовательностью вулканизма и рифтинга (рис. 8.1). В случае активной модели процесс начинается со сводообразования, обусловленного поднятием разуплотненного мантийного вещества—астеносферы с последующим вулканизмом и рифтингом (МсКепzie, 1976; Mohr, 1982; Keen, 1985). В случае пассивной модели рифтинг является следствием растяжения, связанного с глубинными подкоровыми процессами, вызывающими поднятие астеносферы с последующим сводообразованием и магматизмом. Отнесение некоторых конкретных рифтовых зон к активным или пассивным дискуссионно.

КР проявлены в различных структурных обстановках: внутри платформенных сегментов и в подвижных поясах. На базе структурно-морфологических особенностей рифтовых зон, строения фундамента и его относительного возраста КР подразделяются на два типа: эпиплатформенные (или интракратонные) и эпиорогенные (Милановский, 1976). Эти типы различаются и особенностями магматизма, вследствие чего они будут расс-



Рис. 8.2. Гистограмма распределения вулканических пород низко- и высоковулканических рифтов (Wilson, 1988). Низковулканические рифты: Ізападная ветвь Восточно-Африканского рифтового пояса, ІІ - Рейнский грабен, ІІІ - Байкальский рифт. Высоковулканические рифты: IV - Кенийский, V - Эфиопский грабены Восточно-Африканской рифтовой зоны. 1-3 - породы (1 - базальты, 2 - андезиты, 3 - риолиты)

мотрены отдельно. Известны примеры, когда оба типа рифтов относятся к единому крупному рифтовому поясу, пересекающему платформенные и орогенные структуры (Рейнско-Ливийский рифтовый пояс), что подчеркивает глубинное заложение рифтов, не зависящее от предшествующей истории земной коры.

Магматизм рифтовых зон различен по составу. Вулканические породы в современных рифтах преобладают над интрузивными, из которых в кайнозойских рифтах вскрыты лишь малоглубинные их представители. Как всегда, в зонах растяжения преобладают базитовые породы. В КР они относятся преимущественно к щелочным и субщелочным разностям, в отличие от океанических, где господствует толеитовый магматизм. В рифтовых зонах широко развиты контрастные ассоциации со значительным количеством салических (кислых) пород (комплекс Тихама Асир в восточном борту Красноморского рифта; Колман, 1984). Тип щелочности варьирует от натриевого к калиево-натриевому и калиевому.

По объему вулканических пород выделяются высоковулканические и низковулканические рифты (рис.8.2; Barberi, 1982). Примером первых является Кенийский рифт Восточно-Африканской рифтовой системы (500000 км²), примером вторых — Байкальский (5000 км²). Высоковулканические Рифты обычно развиваются по активной модели. Они характеризуются относительно высоким коэффициентом растяжения, широкими вариациями щелочности и развитием бимодальных (контрастных) серий. Для низковулканических рифтов, развивающихся преимущественно по пассивной модели, характерны более низкий коэффициент растяжения и, наряду Широким спектром составов базальтов, меньшее количество кислых порол. Именно к этим рифтам часто приурочены ультракалиевые магмы.

Все современные КР характеризуются утоненной литосферой (Mohr,

1982). Выступ астеносферной мантии — диапира под ними — достигает разных горизонтов мантийной части субконтинентальной литосферы, под. стилающей континенты, а также земной коры. Землетрясения в зонах рифтогенного растяжения, сосредоточенные в верхней части земной коры (12-20 км), подверженной интенсивной деструкции, затухают с глубиной при достижении пластичного материала астеносферы (Chen, Molnar 1983).

По геофизическим данным (сейсмичность, электропроводность и др.) скопления магмы под рифтовыми структурами наблюдаются на разных уровнях, однако крупные резервуары, по-видимому, редки. Эти резервуары возникают преимущественно на границе земной коры и мантии, реже в пределах земной коры. Наиболее близкие к поверхности магматические камеры связаны с центрами кислого вулканизма, обычно приуроченного к крупным кальдерам.

8.2. Эпиплатформенные рифтовые зоны

Эпиплатформенные рифтовые зоны подразделяются на сводово-вулканические и щелевые (Милановский, 1976). Для наиболее распространенных сводово-вулканических рифтов (Эфиопский, Кенийский рифты Восточно-Африканской рифтовой зоны — ВАРЗ) характерен длительный рост сводового поднятия с разуплотнением вещества под ними. Разрушение свода сопровождается мощной и длительной наземной вулканической деятельностью с преобладанием щелочного и субщелочного базальтового вулканизма, чередующегося со вспышками щелочного салического и кислого, синхронного с образованием рифтовой долины. Амплитуда горизонтального растяжения при этом не велика: за период с миоцена поныне она достигала около 40 км в Эфиопском и 10–15 км в Кенийском рифтах, что более чем на порядок меньше, чем в океанах. В развитии сводововулканических рифтов четко выделяются два главных этапа: дорифтовый и собственно рифтовый.

Дорифтовому этапу свойственна рассеянная проницаемость, сопровождаемая трещинными излияниями. Вулканические породы при этом часто (но не всегда) имеют субщелочной и даже толеитовый состав, будучи сходными с траппами (Эфиопский рифт). Для предрифтового этапа характерны оливин-базальтовая, реже базальт-риолитовая формации, еще реже формации непрерывного типа: трахибазальт-трахиандезит-трахит-фонолитовая и формация оливиновых базальтов, гавайитов, муджиеритов и трахитов (табл. 8.1).

В рифтовый этап магматизм более разнообразен. Формируются круп* ные **долгоживущие** центры как в рифтовой долине, так и на плечах рифта, которые к этому времени испытывают воздымание. Для этого этапа характерны формации щелочных базальтов с карбонатитами и контрастные формации, состоящие из субщелочных и щелочных базальтов и щелочных салических (фонолиты, щелочные трахиты) или кислых (пантеллеритЫ. щелочные риолиты, комендиты) пород. В этих формациях распространены щелочно-ультраосновные породы. В целом рифтовый этап характеризуется более высокой щелочностью, чем предрифтовый.

В щелевых рифтах (западный Танганьикский рифт ВАРЗ, а также Байкальский и Верхнерейнский рифты) первичное сводовое поднятие отсутствует. Глубина рифтовых грабенов значительно больше по сравнению с глубиной сводово-вулканических рифтов (до 3-4 км), а краевые поднятия уже. Поднятие территории рифта развивается после образования рифтовых долин, которые часто имеют асимметричное строение (рис. 8.3). В отличие от сводововулканических рифтов вулканизм



Рис. 8.3. Схематические палеотектонические профили через среднюю часть Кенийской рифтовой зоны (Б. Бейкер, 1973): 1 - щелочные лавы натриевого типа, 2 - контрастные и непрерывные субщелочные серии, 3 - щелочные и субщелочные серии крупных стратовулканов. I, II, III - стадии развития рифта

кратковремен, менее объемен и происходит после образования рифтовой долины. Состав вулканических пород крайне разнообразен — от ультращелочных калиевых серий (Ньяса-Танганьикский) до субщелочных и реже толеитовых (Байкальский рифт).

Различия в истории развития, составе и объемах вулканических образований объясняются принадлежностью рифтов соответственно к активной (сводово-вулканические рифты) и пассивной (щелевые рифты) моделям рифтогенеза (см. рис. 8.1).

Среди интрузивных формаций, сопровождающих рифтовый вудканизм, преобладают малоглубинные тела, представленные многоактными интрузивами сложного петрографического состава, с участием ультраосновных, основных и гранитоидных пород различной щелочности (габбро, сиениты, монцониты, граниты). Более глубинны центральные многоактные интрузии кольцевого строения, сложенные щелочными ультраосновными и основными породами с завершающими магматизм трубками, дайками и жилами карбонатитов. Для всех этих интрузивных тел характерны °реолы щелочных метасоматических образований. Соотношение магматических и метасоматических процессов при становлении центральных Интрузий шелочных пород является предметом широкой дискуссии. Обычно эти интрузии представляют собой корни или размытые жерла вуканов центрального типа, что говорит о первичности магматических про-Чессов в их формировании, которые сопровождаются потоками щелочных Флюидов, обусловливающих позднейший метасоматоз.

Приведенный краткий обзор геологического строения и магматизма

Магматическ	ие формации	
Вулканические	плутонические	Тип генетической
		серии
Оливин-базальтовая	габбро-диабазы	субщелочной, толе-
		итовый K-Na
Базальт-риолитовая	малые тела и дайки	толеитовый, субще-
(трахириолитовая,	габброидов и грани-	лочной K-Na
комендитовая)	тов	
Трахибазальт-панте-	малые тела и дайки	субщелочной, ще-
ллерит-комендитовая	щелочных габброи-	лочной K-Na
	дов и щелочных гра-	
	НИТОВ	
Базанит-тефрит-фо-	малые тела и дайки	щелочной K-Na и K
нолитовая	щелочных габброи-	
	дов и щелочных сие-	
	НИТОВ	
Трахибазальт-трахит-	малые тела и дайки	субщелочной, ще-
андезит-трахит-фоно-	щелочных габброи-	лочной K-Na, суб-
литовая (комендито-	дов, щелочных гра-	щелочной Na
вая); базальт-гавайит -	нитов и сиенитов	
муджиерит-коменди-		
товая		
Формации щелочных	центральные интру-	щелочной K-Na и K
базальтоидов с кар-	зии щелочных габб-	
бонатитами:	роидов, ультрамафи-	
а) меланефелинитов-	тов и карбонатитов	
тефритов-фонолитов		
б) мелалейцититов-		
лейцитовых тефри-		
тов-лейцитовых фо-		
нолитов		
в) мелилитов-мели-		
литовых базальтов-		
фонолитов		

эпиплатформенных рифтов свидетельствует об их большом разнообразии. Ниже приведена краткая характеристика рифтовых поясов разного типа.

8.2.1. Африкано-Аравийский рифтовый пояс (ААРП) — один ^{ИЗ} наиболее протяженных и сложно построенных, заложен на протерозойском основании. Он протягивается более чем на 6000 км от южного Края Средиземноморского геосинклинального пояса на севере до юго-восточного побережья Африки на юге, составляя 0,1 часть мировой рифтовой **системы. Рифты** наследуют древние разломы и простирание протерозойски*

ных рифтовых зон

Тип минерализации и	Сопутствующие
месторождений	осадочные
	формации
си, Ni, Co, Pt, Fe, Ti - ми-	
нерализация с габброида-	
NTH .	
<u>Мп.</u> Wo, Аи и РЗ - с	
гранитоидами	
	TRAILOUTRAL
F. C.	преимуществен-
ге, Си - минерализация	
Мо - сульфидная и редко-	но вулканическая
металльная, флюоритовая	
минерализация	
	и экзокластичес-
Fe-Ti - апатитовая, апа-	
гито-железные руды, вы-	
сокомагнезиальные слю-	
аы (вермикулит, флого-	кая моласса
пит), редкие металлы (Nb,	
Га, Zr и др.), РЗЭ	

складчатых структур, огибая архейские массивы или затухая в их пределах (Милановский, 1976).

Развитие рифтового пояса началось в конце мезозоя формированием сводового поднятия. В неогене происходит раскрытие главных краевых разломов и центральных грабенов рифтов. Современные границы рифтовый пояс приобрел в неогене — антропогене.

ΑΑΡΠ состоит ИЗ 10 рифтовых 30Н. различных по протяженности, строению времени формирования и (Милановский, 1976; рис. 8.4). В одних из них кора сохранила континентальный характер, в других — сплошность континентальной коры нарушена (межконтинентальные рифты Аденского залива и Красного моря). Рифты сочленяются друг с другом коленчато, кулисообразно. путем тройного сочленения. Трансформные разломы известны только в Аленском рифте и Красном море. В строении ААРП выделяются четыре ветви: юго-запалная Ньяса-Танганьикская и северо-восточная Кенийско-Эфи-

опская, обтекающие с запада и востока архейский массив оз. Виктория; северная Красноморско-Левантинская зона, состоящая из рифта Красного Моря, Суэцкой рифтовой зоны и **Левантинской** зоны разломов; восточная Аденская, являющаяся связующим звеном между континентальным Аф-Рикано-Аравийским и океаническим Западно-Индоокеанским рифтовым **Гоясом**. В области сочленения Эфиопского, Аденского рифтов и рифта Красного моря расположен "треугольник" Афар, представляющий тройюс сочленение плит и разделяющих их рифтов. Рифты различаются по



Рис. 8.4. Схематическая карта южной части Восточно-Африканской рифтовой зоны (ВАРЗ, Barberi et al., 1982). На врезке показано соотношение Африкано-Аравийского рифтового пояса с рифтом Красного моря: 1 - главные рифтовые разломы, 2 - области развития четвертичного вулканизма. Цифрами на карте обозначены зоны современного вулканизма: 1 - Катве-Кикоронго, 2 - Вирунга (включая Буфумбира и Ньярагонго), 3 - Наиваша, 4 - Кения, 5 - Ньятвени (Barberi et al., 1982)

объемам магматических пород и их составу. Выделяются ассоциации, pa3личные по типу щелочности: от серий нормальной шелочности (толеитовых) до шелочных. Среди последних натриевые, калиево-натриевые и калиевые разности.

Субшелочные и шелочные породы преимущественно с калиевой спецификой свойственны Ньяса-Танганьикскому рифту, относящемуся к низковулканическому щелевому типу, где магматизм проявлен преимущественно в эффузивной фации. Это фельдшпатоидные пикриты (угандиты), мелакальсилиты (мафуриты), кальсилитлейнитовые мелили-(катунгиты), титы лейцитовые мелилититы, а также эффУ* зивы ряда лейцитовых тефритов и базанитов и меланефели-

нит-нефелинит-мелалейцитит-лейцититов. Дополняют этот парагенезис кальцитовые карбонатиты. Значительно более редки **трахибазальты**, трахиты и латиты. Немногочисленные кислые породы представлены трахидацитами и пантеллеритами. В интрузивной фации присутствуют щелочные пироксениты и перидотиты, глиммериты, сиениты и фельдшпатоиДные сиениты, лейцитовые **ийолиты**, монцониты и щелочные **габброиды**

Кенийский и Эфиопский рифты относятся к сводово-вулканическим

характеризуются утоненной земной корой с мощным и разнообразным ву**тканизмом**. Протяженность таких рифтовых структур начинается с формирования овального сводового поднятия высотой до 2 км, вдоль которого затем возникает осевой грабен шириной 50-75 км (см. рис. 8.3). Время заложения рифтов относится к палеогену или позднему мелу.

В южном Кенийском рифте (рифт Грегори) объем вулканических пород составляет 100 000–150 000 км³. Образование сводового поднятия сопровождалось в миоцене локальными излияниями щелочных лав натриевого типа, которые предшествовали образованию осевого грабена и могут быть отнесены к предрифтовому этапу. Вулканиты представлены мелилит-пироксеновыми пикритами, оливиновыми нефелинитами, оливиновыми мелилититами, меланефелинитами, оливиновыми тефритами, базанитами, нефелинитами, фонолитами, карбонатитами. Объемы пирокластического материала в некоторых вулканах центрального типа превышают объемы лав. Многочисленные воронки взрыва свидетельствуют о мощных выделениях газов. Одним из наиболее крупных является действующий вулкан Олдоиньо-Ленгаи, известный извержениями натриевых карбонатитов в 1960 г.

Крупные вулканы характеризуются длительной активностью (до 5-10 млн лет) с формированием в их прижерловых частях гипабиссальных интрузивов кольцевого типа. Последние сложены оливинитами, клинопироксенитами, мельтейгитами, ийолитами, уртитами, нефелиновыми сиенитами. Включения глубинных пород представлены шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами, верлитами, гарцбургитами, шпинелевыми лерцолитами с флогопитом. В туфах широко развиты мегакристаллы диопсидавгита, пиропа, магнетита, ильменита, флогопита, амфибола, плагиоклаза. С формированием грабена вулканизм концентрируется в его пределах и представлен трещинными излияниями или извержениями центрального типа в местах пересечения разломов. Уменьшается щелочность вулканических пород, появляются субщелочные серии. На севере рифтовой зоны это непрерывные серии оливиновых базальтов, гавайитов, муджиеритов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахитов и фонолитов (гора Килиманджаро) и контрастные — субщелочных базальтов, трахитов и фонолитов (гора Кения). В центральной части и на юге появляется незначительное количество кислых пород — трахидацитов, трахириодацитов, трахириолитов, пантеллеритов и комендитов. Между формированием пород Щелочной и субщелочной серий имел место мощный пароксизм фонолиговых излияний.

В Эфиопском рифте вулканизм начался в мелу, когда впервые появляются потоки щелочных базальтов и трахибазальтов в терригенной толце. В начале палеогена произошли мощные (до 1 млн км²) ареальные излияния субщелочных базальтов трещинного типа, связанные с воздыманитерритории и относящиеся к предрифтовому этапу. Мощность этой одии, называемой трапповой, достигает 2 км. Корни излияний сохранились в виде пояса параллельных даек. В верхней ее части появляются **ще**, лочные оливиновые базальты, муджиериты и щелочные кислые комендиты, связанные с крупными щитовыми вулканами олигоцен-миоценового возраста. С ними связаны и мелкие интрузии шелочных гранитов, гранитпорфиров и сиенит-порфиров. В неогене был заложен главный грабен рифта, а в позднем плиоцене на всей его площади (и на плечах) происходили грандиозные извержения игнимбритов пантеллеритового состава, трахитов, комендитов, фонолитов общим объемом до 50 000 км³. В течение раннего и среднего плейстоцена Эфиопский свод испытал интенсивное воздымание с одновременным проседанием центрального грабена. В четвертичное время формируется контрастная (аденская) серия с соотношением более ранних кислых и основных вулканитов 1:2. Суммарный объем вулканических образований Эфиопского рифта превышает таковой Кенийского рифта и достигает 300 000 км³.

На севере Эфиопская рифтовая зона как бы вливается во впадину Афар, которая, являясь тройным сочленением плит и разделяющих их рифтов (Эфиопского, Аденского и Красноморского), обладает утоненной (до 10 км) континентальной корой. На глубине 15 км под впадиной находится слой со скоростями 6,8 км/с, интерпретируемый как разуплотненная мантия, поставляющая продукты базальтового вулканизма. Верхние же части коры представлены сиалическим материалом (6,0-6,3 км/с). Наиболее древними вулканическими породами в Афаре являются миоценовые базальты нормальной щелочности, ассоциирующиеся с риолитами, игнимбритами и реже с трахитами, — трапповая серия, относящаяся к предрифтовому этапу. С середины среднего до начала позднего миоцена (14-10 млн лет) в начальные стадии рифтогенеза формируются кислые породы риолиты, комендиты и игнимбриты, которые слагают мощные потоки и купола, чередующиеся с редкими базальтовыми излияниями. Начиная с раннего-среднего плиоцена (8 млн лет) увеличиваются объемы базальтов, преимущественно трещинных, в нижней части толщи субщелочных, а затем толеитовых (5-2 млн лет), в ассоциации с щелочными риолитами, пемзами, перлитами, приуроченными к вулканам центрального типа. Самый молодой этап вулканизма начался в плейстоцене (1.6-1.5 млн лет) и продолжается в голоцене. Трещинные базальты, щелочные и толеитовые, приурочены к небольшим грабенам, где возникают шлаковые конусы, а затем щитовые вулканы и стратовулканы, где извергаются также и риолиты. Кислый вулканизм связан с зоной разломов на продолжении Эфиопского рифта. По геофизическим данным его очаги расположены на небольшой глубине. Уменьшение объема кислых пород в Афаре объясняется быстрым утонением континентальной коры, вследствие чего базальтовые лавы не успели дифференцироваться или взаимодействовать с коровым материалом.

В Красном море вулканизм приурочен к узкой осевой зоне глубиной 1,5–2 км, образовавшейся в результате раздвижения и переработки древ-

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	47,93	47,48	58,48	63,65	46,75	56,81	65,02	72,11	50,00
TiO_2	2,11	3,09	1,57	0,94	2,30	1,76	0,36	0,38	1,30
Al_2O_3	15,01	14,31	16,16	14,12	13,93	13,88	14,88	9,35	15,31
Fe_2O_3	2,99	3,40	1,59	2,01	3,20	0,70	1,75	2,30	10,5*
FeO	8,96	10,21	4,78	6,03	8,08	9,37	3,48	3,80	—
MnO	0,20	0,25	0,21	0,27	0,19	0,29	0,13	0,21	—
MgO	6,94	5,43	2,14	0,04	9,75	2,13	0,04	0,01	7,95
CaO	12,05	10,83	4,61	1,31	10,08	5,04	1,94	0,34	11,62
Na_2O	2,69	3,07	5,53	6,34	2,70	5,08	5,90	5,74	2,50
K_2O	0,80	1,29	4,04	5,22	0,80	2,15	4,30	4,40	0,04
P_2O_5	0.32	0,64	0,39	0,07	0,35	0,72	0,09	0,01	0,13
Cr	83	97	20	-	370	6	56	77	375
Ni	76	67	-	-	75	6	2	8	100
1 Rb	15	30	67	115	18	49	106	147	2,3
Sr	428	415	337	10	382	360	60	3	89
Ba	300	510	1040	160	250	408	736	10	12
V	24	45	44	93	-	-	-	-	57
La	24,7	45,2	76,7	152	19,6	60,0	111,5	159,5	2,5
Ce	_	—	12,8	185	35,9	114,5	193,8	287,4	11
Nd	-	51	57	91	21,8	70,7	93,0	129,2	-
Sm	5,48	9,42	10,8	17,9	4,5	16,6	17,4	27,0	-
Eu	1,86	2,69	3,39	3,17	1,7	5,3	3,3	3,3	—
Tb	0,90	1,28	1,32	2,4	-	-	-	-	-
Yb	2,6	3,4	3,6	8,9	1,9	7,0	10,3	14,1	3,0
Lu	0,41	0,61	0,58	1,64	-	-	-	-	-
Zr	112	183	259	764	121	405	902	1170	35
Hf	2,9	4,7	9,0	17,7	4	14	27	32	—
Co	_	48	22	-	-	-	-	—	—
Nb	36	55	113	207	-	-	-	-	—
Та	1,4	2,6	5,2	11,1	-	-	-	-	-
Th	2,5	5,0	10,4	19,4	-	4,7	-	14,9	-

Средний химический состав (оксиды в мас.%, элементы в г/т) вулканических серий Восточно-Африканской рифтовой зоны (ВАРЗ)

Примечание. 1–4– Западная ветвь, рифт Грегори (Baker et al., 1977): 1 - базальты, 2 - ферробазальты, 3 - бенмореиты, 4 - трахиты; 5-7 - Восточная ветвь, Эфиопский рифт (Barberi et al., 1975): 5 - базальты, 6 - трахиандезиты, 7 - трахиациты, 8 - риолиты, 9 - рифт Красного моря. • Относится к Fe_2O_3 + FeO.

чего континентального основания. Осевая зона представляет собой цепоч-У глубоководных впадин. В рифтовой долине расположено поднятие, состоящее из одноактных вулканических построек центрального типа высотой не более 300 м (Альмухамедов, Кашинцев, Матвеенков, 1985) По морфологии рифтовая зона Красного моря похожа на океаническую, центральная осевая зона (зона экструзий) соответствует последнему акту вулканической деятельности и с ней совпадает положение нулевой магнитной аномалии. По обе стороны от нее базальтовые лавы перекрыты маломощными осадками. По периферии осевой зоны встречаются зияющие трещины — гъяры. Образование коры океанического типа продолжается не более 5 млн лет, при ширине раскрытия 40-50 км. Скорость спрединга в центральной части моря варьирует от 1,6 до 1,04 см/год. Низкокалиевые толеитовые базальты рифтовой зоны близки к MORB, но не тождественны им (табл. 8.2). На островах развиты субщелочные базальты и пикробазальты.

Связующее звено между субмеридиональной частью Аравийско-Индийского рифтового пояса и Аравийско-Индийским хребтом — Аденский рифт — имеет субширотное простирание, наследуя структуру протерозойского Мозамбикского пояса, на котором он залегает. Его образованию предшествовало существование в мезозое глубоководной впадины. Сам рифт начал формироваться в олигоцене — миоцене. Он рассечен трансформными разломами, смещающими отдельные участки рифта, и характеризуется линейными магнитными аномалиями. В настоящее время в нем нарушена сплошность континентальной коры. Магматизм здесь менее интенсивен, чем в Красном море, лишь в миоцене формируются кальдерные вулканы (Аден и др.), сложенные субщелочными породами (оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендиты, щелочные риолиты).

8.2.2. Байкальская рифтовая зона (БРЗ) обрамляет с юга Сибирскую платформу. Геоморфологически она выражена прерывистыми линейно ориентированными цепочками грабенов общей протяженностью 2500 км. Несмотря на линейный характер рифтовой зоны в целом, изолированные вулканические ареалы имеют изометричные очертания (Удоканское плато, Витимское нагорье, центральная часть Хамар-Дабана и др.; рис 8.5).

БРЗ заложена на континентальной коре по границе между южным окончанием Сибирской платформы и причленившейся к ней Саяно-Байкальской складчатой областью. Мощность коры под центральной частью рифта (оз. Байкал), представляющего собой односторонний грабен, составляет около 35 км, а на флангах возрастает до 42-45 км (рис. 8.6). Земная кора подстилается аномальной мантией с высоким тепловым потоком, с температурой в верхней части до 1200°С, пониженной плотностью (3,30 г/см³) и пониженными скоростями продольных сейсмических волн (7,7-7,8 км/с). По классификации Е.Е.Милановского (1976), БРЗ (см. рис. 8.2) относится к категории низковулканических эпиплатформенных структур щелевого типа со значительным размахом вертикальных движений.



Рис 8.5. Схематическая геологическая карта Байкальской рифтовой зоны (Логачев, 1974). Сибирская платформа: 1 - главные ограничения платформы. 2 - выступы архейского цоколя, 3 - выступы протерозойско-рифейских образований, 4 раннепалеозойский чехол, 5 - юрские предгорные прогибы. Саяно-Байкальская складчатая область: 6 - байкалиды, 7 - ранние каледониды, 8 - позднеархейскораннепротерозойские выступы внутри байкалид, 9 - раннекаледонские прогибы внутри байкалид, 10 - позднемезозойские впадины, 11 - крупные кайнозойские разломы, 12 - впадины Байкальской рифтовой зоны, 13 - кайнозойские базальты

тектоническому положению она наиболее близка к Танганьикскому рифту ВАРЗ, однако вулканизм, связанный с ней, значительно менее щелочной.

Магматизм протекал с перерывами с конца мезозоя на протяжении всего кайнозоя. Он проявился преимущественно на флангах (в Тункинс-Ком и Чарском рифтах) и отсутствует в ее центральном фабене. Выходяшее за пределы рифтовой зоны площадное распространение вулканизма определяется размерами астеносферного глубинного выступа (горячего поля), значительно превышающего наземную структуру (см. рис. 8.5).

Началу формирования БРЗ предшествовал мощный позднемезозойский базальтовый вулканизм, сменившийся длительным этапом относительного тектонического покоя и регионального выравнивания. Тектоническая активизация в эоцене — олигоцене связана с образованием широкого водового поднятия (плато) высотой до 2700-3000 м, перекрытого базаль-



Рис. 8.6. Схематический геологический разрез Байкальской рифтовой зоны на широте оз. Байкал (В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов, 1969): 1 - архейский цоколь, подстилающий рифтовый пояс, 2 - раннепротерозойско-рифейские образования цоколя, 3 - позднепротерозойско-рифейские образования цоколя, 4 - кайнозойские впадины неоген-четвертичного возраста

товыми покровами.

Наибольшая вулканическая активность имела место в конце миоцена — нижнем плиоцене. Извержения охватили Восточный Саян, Хамар-Дабан, Витимское плоскогорье, и начались излияния базальтов на Удокане. Формируются мощные базальтовые покровы умеренной щелочности, приуроченные к пологим прогибам земной коры и нивелирующие неровности древнего рельефа на фоне общего медленного роста Саяно-Байкальского свода. Вероятно, этот вулканизм следует относить к предрифтовому этапу. После перестройки древнего рельефа в плейстоцене, когда обширные межгорные равнины были превращены в высокие базальтовые плато, произошел раскол сводового поднятия и начался собственно рифтовый этап с углублением рифтовых впадин и резким сокращением вулканической деятельности. Объем извергнутого материала составляет всего 6000 км³ на площади 20 тыс. км².

Тектономагматическая активность БРЗ связана с отдельными вспышками вулканизма, совпадающими с общей региональной активизацией восточной части Южной Сибири и Монголии (Кононова и др., 1986; Ярмолюк, Коваленко, Иванов, 1995). Вулканизм предрифтового и собственно рифтового этапов разобщен. В отличие от более древних базальтовых плато, поднятых новейшими движениями на значительную высоту (Прибайкалье и хр. Удокан), эффузивы рифтового этапа (бассейн рек Уды и Джиды, Дархатская впадина и др.), как правило, связаны с отрицательными формами четвертичного рельефа. Вулканические образования — преимущественно умеренно щелочные, слабо дифференцированные (исключение — хр. Удокан) базальты, что отличает их от пород мировой рифтовой системы, например Восточно-Африканской (Грачев, 1977; Казьмин, 1987). В Байкальском рифте, за исключением районов Джиды и Тункинской впадины, редки толеитовые базальты, так же как и высокощелочные их разновидности.

Выделяются меланократовые разности, состав которых отвечает слабо дифференцированным мантийным выплавкам (табл. 8.3). В пределах отдельных вулканических построек центрального типа встречаются породы трахитового и фонолитового составов. Многие из базальтов содержат мантийные включения, варьирующие по составу от гранатовых и шпинелевых перидотитов (лерцолитов) до клинопироксенитов и плагиоклазитов [Ашепков, 1991), а также родственные гомеогенные включения (хр. Удокан) — шпинелевые верлиты и клинопироксениты и относительно редкие керсутит-клинопироксен-оливиновые и керсутит-клинопироксен-плагиоклазовые кумулаты.

Сравнение Африкано-Аравийской и Байкальской рифтовых зон показывает их существенные различия. Прежде всего они различаются по тектонической позиции: БРЗ не входит в мировую рифтовую систему. Главный грабен (оз. Байкал) амагматичен, хотя под ним по наличию положительной гравитационной аномалии предполагается глубинное базитовое тело. Магматизм незначителен по объему и проявлен неповсеместно, слабо дифференцирован. Эти особенности Байкальского рифта позволяют предположить относительно низкий тепловой поток в мантии и соответственно холодную кору, почти не взаимодействующую с мантийным расплавом. Таким образом, происхождение магматитов Байкальского рифта было связано преимущественно с астеносферой, в отличие от сложных процессов магмогенерации ААРП.

В эпиплатформенных рифтах четко прослеживаются некоторые общие закономерности, причем из рассмотренных наиболее типична ВАРЗ. При всем разнообразии временных рядов магматических формаций выявляется главная их направленность, служащая хорошим индикатором стадии их развития и геодинамического режима, а именно обратная функциональная связь щелочности с растяжением рифта, причем в каждом отдельном случае это происходит в соответствии с уровнем щелочности, свойственным данному рифту. Таким образом, ранняя стадия характеризуется Уменьшением щелочности магматических образований, что соответствует Увеличению активной деструкции континентальной коры и является индикатором возрастающей тектонической активности ("восходящая" ветвь; Разваляев, Поникаров, 1980). В позднюю, завершающую, стадию вновь возрастает щелочность, что связано с затуханием магматической активноти и углублением уровня магмообразования ("нисходящая" ветвь рифтообразования).

К другим закономерностям относятся: связь максимальных объемов Кислых и щелочных салических пород с формированием главной рифтоой долины и ее интенсивным проседанием; низкая магматическая проуктивность щелевых рифтов по сравнению со сводово-вулканическими; мена во времени рассредоточенного растяжения (предрифтовый этап)

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,11	46,46	46,49	44,84	49,28	59,04	44,54	54,40	59,49
TiO ₂	2,57	2.39	2,18	3,03	2,18	0,38	3,17	1,54	0.71
Al_2O_3	15.60	14,25	14.80	14,23	16,30	17,97	16,42	18,32	18.68
Fe_2O_3	5.46	4,00	5,31	4,54	4,83	2,37	5,75	4,54	3.28
FeO	6.46	7.58	7,08	8,74	7,29	4,92	7,19	3,65	2.58
MnO	0.17	0.16	0.13	0,17	0,16	0,23	0.18	0,16	0,16
MgO	6.07	7,35	7,92	8,08	5.35	0.66	7,64	1,98	0,61
CaO	6.06	8,97	8,52	8,78	7,41	1.85	8,42	5,11	2,14
Na_2O	5.16	3,85	2,57	3,85	4,23	6.34	3,93	5,73	6,66
K_2O	3,56	2,22	1,31	1,92	2,00	5,08	2,24	3,72	5.61
P_2O_5	1,29	0.66	0,51	0,35	0,63	0.34	0,58	0,45	0.13
П.П.П.	1.10	1.43	2,18	0,18	0,87	0,96	0,83	0,38	0.58
Ι	99,61	99.32	99.00	99,34	100,53	100,14	100,89	99,98	100.63
n	7	8	26	31	27	10	24	13	16

Средний химический состав вулканических порол Байкальской рифтовой зоны

П р и м е ч а н и е. Районы распространения средне-верхнечетвертичного и голоценового вулканизма (Ащепков, 1991): 1 - Джила, Бартойские вулканы, 2 - Витимское плоскогорье, потоки р. Джилинда, 3 - Хамар-Дабан, лавовая толща; 4-9 -Удокан: 4-6 - эоплейстоцен-нижнечетвертичные породы (4 - щелочные оливиновые базальты, 5 - толеитовые базальты, 6 - трахиты), 7-9 - средне-верхнечетвертичные и голоценовые породы (7 - щелочные оливиновые базальты, 8 - бенмореиты, 9 - трахиты).

концентрированным; приуроченность рифтов к древним подвижным поясам фундамента.

8.2.3. Вещественный состав магматических пород. Петрография. При широких вариациях состава пород эпиплатформенных рифтов для них типоморфны серии повышенной щелочности — от переходных к субщелочным через щелочные разности к крайне щелочным. Этим типоморфным сериям в дальнейшем будет уделено основное внимание.

Как правило, это порфировые, реже афировые породы, структуры и текстуры которых усложняются наличием разнообразных включений (ног дулей) различного размера и крупных порфировых включений минераловмегакристов. Включения как пород, так и минералов имеют различное происхождение: ксеногенное, представляя собой ксенолиты мантии и земной коры, и родственное вмещающим их породам.

Мегакристы — очень крупные кристаллы (до **6–8** см), на порядок и более превышающие по размеру вкрапленники, имеющие гомогенны состав с редкими включениями других фаз, что свидетельствует об их глубинном образовании в равновесных условиях при медленной кристал

лизации. Они корродированы и пронизаны трещинками, что приводит в дальнейшем к их фрагментации. Келифитовые оболочки и реакционные каймы замещения кристаллов мелкозернистым агрегатом того же или других минералов, а также частичное плавление мегакристов свидетельствуют о неравновесности их с расплавом-хозяином. Однако корреляция химического состава мегакристов с вмещающими породами позволяет считать их родственными расплаву фазами.

Наиболее широко встречаются мегакристы пироксенов, гранатов с высоким содержанием пироповой составляющей, магнезиальных слюд, оливинов и калиево-натриевых полевых шпатов — анортоклазов, реже санидинов, а также шпинели, титаномагнетита и ильменита. От вкрапленников их отличают: высокомагнезиальный состав пироксенов, с высоким содержанием алюминия в шестерной координации, вследствие чего пироксены содержат чермакитовую, а при высоком содержании натрия и жадеитовую молекулу, представляя собой субкальциевые авгиты или омфацит-авгиты; богатство титаном и бедность хромом пиропов; высокая магнезиальность оливинов, достигающих по составу почти чистых форстеритов. Особенности состава наряду с экспериментальными данными (Irving, Green, 1972; и др.) свидетельствуют об их формировании при высоких давлениях (в интервале от 9-13 до 25-30 кбар) и высоких температурах (до 1300-1350°C) в сухих условиях и при более низких параметрах (8-17 кбар и 1000-1200°С) при условии содержания воды от 2-5% до полного насыщения. Эти особенности говорят о значительном интервале кристаллизации различных мегакристов и разном содержании летучих компонентов в магме. Наиболее ранними являются пироксены и гранат, наиболее поздними — оливины.

Вопрос о месте кристаллизации калиево-натриевого полевого шпата не ясен. Показано, что анортоклазы могут испытать приликвидусную кристаллизацию лишь из магмы не более основной, чем трахиандезиты, которой они близки по плотности. Однако анортоклазы встречаются в более основных породах, что позволяет предположить, что эти минералы захвачены из более дифференцированных частей магматического очага при подъеме новых порций магмы. Широкое развитие мегакристов именно в щелочных породах свидетельствует о начале их кристаллизации и возможном фракционировании в мантийных условиях, в то время как для магм нормальной щелочности эти процессы, как правило, происходят на меньших глубинах в коровых условиях или на границе коры и мантии. Часть крупных кристаллов в щелочных магмах является результатом дезинтеграции нодулей, в том числе и ксенолитов, и, следовательно, имеет ксеногенное происхождение.

Парагенезисы вкрапленников и основной массы отделены от мегакристов значительным интервалом температур и давлений. Составы вкрапленников разнообразны и закономерно изменяются по мере щелочности. В породах основного состава наиболее распространены оливин (Fo₈₀₋₈₉), клинопироксен (авгит, титан-авгит) и плагиоклаз (An_{85-80}), сопровождаемые хромшпинелью и титаномагнетитом, а также амфибол — керсутит. Парагенезисы щелочных салических пород включают разнообразные пироксены (геденбергит, феррогеденбергит, **эгирин-авгит**, эгирин), щелочные амфиболы, биотиты, энигматиты, в них возрастает роль калиевых полевых шпатов и фельдшпатоидов (нефелин, лейцит, мелилит, содалит), а в кислых породах появляется кварц. Плюмазитовые и агпаитовые салические и кислые породы различаются по спектру темноцветных минералов: в первых наиболее обычны пироксены (геденбергит и феррогеденбергит), во вторых — амфибол, биотит и энигматит (Macdonald et al., 1987). Среди акцессориев развиты апатит, циркон, в более щелочных разностях — эвдиалит, лавсонит и др.

Специфический состав имеют ультракалиевые породы, которые характеризуются оливин-авгит-лейцитовым (угандиты), оливин-авгит-кальсилитовым (мафуриты), оливин-мелилитовым (катунгиты) и другими парагенезисами. Стекло в интерстициях близко по составу к щелочному полевому шпату типа анортоклаза. Включения (нодули) представляют собой раскристаллизованные породы интрузивного облика различного состава — от ультрамафитов до подчиненных им базитов, природа которых дискуссионна. Это округлые или неправильной формы образования размером преимущественно от 1 до 10 см, реже 30-40 см и более, обычно связанные с пирокластикой или с породами, богатыми летучими. По морфологии и структурным особенностям они аналогичны включениям, описанным выше (см.гл.3). Наиболее распространены шпинелевые перидотиты, реже гранатовые лерцолиты, верлиты и гарцбургиты, а также различные пироксениты (вебстериты, ортопироксениты). Эклогиты и другие базитовые породы подчинены им. Большая часть нодулей относится к шпинель-пироксенитовой фации глубинности, реже — к более глубинной графит-пироповой. Этим щелочные породы рифтов принципиально отличаются от пород нормального ряда, где резко преобладают нодули более поверхностной, оливин-анортитовой фации глубинности (см. гл. 3.3). Для нодулей характерны неоднородные такситовые текстуры и следы деформации. В интерстициях и на некоторых минералах наблюдаются следы плавления и перекристаллизации с образованием мелкозернистых агрегатов. Структуры преимущественно магматические, равномернозернистые и порфировидные. На основании экспериментальных данных установлено, что минеральные фазы нодулей сформировались в менее глубинных условиях, чем мегакристы.

Контакты с вмещающими вулканитами резкие, с образованием тонких кайм, сложенных криптокристаллическими оливином и пироксеном, или с реакционными взаимоотношениями с расплавом, который по трещинкам проникает в глубь включений. Прожилки более поздних минералов, так же как и полосчатые деформационные структуры, часто срезаются границами нодулей, что свидетельствует о наличии метасоматических и магматических процессов, преобразующих нодули до их попадания в расплав.

Происхождение нодулей дискуссионно. Часть из них, преимущественно лерцолиты и эклогиты, со следами деформаций и наложенных магматических и метасоматических процессов, рассматривается как ксенолиты мантии. Другие, обладающие общностью вещественного состава с вмещающими породами, кумулативными структурами и интерстициальным стеклом, рассматриваются как родственные кумулаты или более ранние закристаллизованные порции генетически родственной магмы. Существует также мнение, что нодули сферической формы с радиальным строением представляют собой ликвационные образования (Феногенов, **1993**).

Итак, щелочные породы — единственные вулканические образования, в которых наблюдаются ранние мантийные высокотемпературные и высокобарные парагенезисы, в отличие от пород нормальной щелочности, для которых характерна низкобарная кристаллизация. Эти ранние парагенезисы при фракционировании способны существенно изменить ход дальнейшей эволюции мантийных расплавов вплоть до перехода гиперстеннормативных расплавов в нефелиннормативные.

8.2.4. Химический состав. В табл.8.4 представлены химические составы наиболее магнезиальных пород разных серий континентальных рифтов, отражающих состав, близкий к первичным магмам, а также их дифференциатов. Обращает на себя внимание низкое содержание кремнезема в магнезиальных вулканитах, вследствие чего часть их относится скорее к ультрамафитовой, чем к базальтовой, группе пород, хотя последняя и преобладает. Серии, приведенные в табл. 8.4, представляют полный спектр от низкокалиевых базальтов Красного моря, близких к океаническим, через субкальциевые породы траппового облика (Эфиопский рифт, см. табл. 8.2) к калиево-натриевым щелочным сериям и высококалиевым породам западной ветви Восточно-Африканского рифта. В большинстве серий натрий преобладает над калием.

Среди вулканических формаций, содержащих значительные объемы кислых или щелочных салических пород, выделяются непрерывные и контрастные их типы. Непрерывные формации, породы которых представляют единую генетическую серию, менее распространены. На диаграммах Харкера MgO-SiO₂, Al₂O₃-SiO₂, K₂O-SiO₂ видно, что положение фигуративных точек пород хорошо согласуется с последовательной кристаллизацией главных минеральных фаз — оливина, клинопироксена, плагиоклаза и магнетита (рис. 8. 7, 8.8). Следовательно, главным процессом эволюции, образующим ряды магматических пород в этих сериях, является фракционирование. Это подкрепляется постоянством отношений подвижных Некогерентных элементов к относительно инертным — Rb/Zr, Ce/Zr, La/Zr, а также Y/Nb к Zr/Nb (рис. 8.9) при общем увеличении содержаний этих элементов по мере эволюции расплавов (рис. 8.10, А, Б). Объемы салических пород, принадлежащих к этим сериям, обычно невелики. Не-



Рис. 8.7. Диаграммы Харкера MgO-SiO₂ (A) и Al₂O₃-SiO₂ (Б) для вулканической серии Ньятвени (BAP3; Brotzu et al., 1983). Диаграмма показывает, что ведущим процессом эволюции серии является кристаллизационная дифференциация, тренд которой определяется вначале выделением из расплава плагиоклаз-оливиновой ассоциации, а с определенного момента - плагиоклаз-пироксеновой

который разброс фигураточек тивных на лиа-(см. 8.7) граммах рис. свидетельствует об участии в их формировании, помимо фракционирования, и других факторов эволюции. Наиболее вероятна контаминация. что определяет положительную корреляцию ряда элементов, в частности K_2O c SiO₂. Tak, ha puc. 8.8, А показана серия базальтов Эфиопского рифта, где наблюдается слабая положительная корреляция K₂O с SiO₂. При рис.8.8,А сравнении с рис. 8.8. Б (плато Таос. рифт Рио-Гранде), гле обнаруживается аналогичная, но более сильная корреляция, происхождение которой за счет коровой контаминации подкреплено Sr-Nd-Pb изотопными данными (Dungan et al., 1986), можно утверждать, что и в базальтах Эфиопского рифта имел место тот же процесс.

В эволюции щелочных магм, образующих

протяженные непрерывные серии, наблюдается два тренда: с увеличением и с уменьшением щелочей в кислых членах. Различия между ними объясняются: разным составом ликвидусных фаз (пироксенов и оливинов), зависящим от глубинности процессов кристаллизации и приводящим соответственно к нефелин- и кварцсодержащим расплавам; взаимодействием магматического расплава с земной корой, что сопровождается повышением содержания кремнезема и глинозема; степенью окисленности расплава и временем начала кристаллизации оксидных фаз железа, что также может привести к смене нефелиннормативного состава кварцнормативным. Контрастные формации, наиболее распространенные в рифтовых зонах, характеризуются наличием двух обособленных петрохимических **рупп** — базальтовой и кислой (или щелочно-салической). Огромные объемы этих последних магм, так же как и различия в химизме, вызывают сомнения в отнесении их к единой петрогенетической серии (табл. 8.5). Этот вопрос подробно рассмотрен в гл. 8.4.

Взрывной ха-

Таблица 8.4

рактер и высокая эксплозивность магматизма, наличие гидроксилсодержаминералов, ших метасоматически измененные мантийные включения. выносимые вулканитами на поверхность, метасоматические вокруг ореолы интрузивных тел свидетельствуют о _ высоком содержании летучих компонентов в магмах. Даже в базальтах Красного моря, которые наиболее близки к "сухим" базальтам типа MORB, содержание воды (в среднем 0,65 %) выше, чем в последних (0,25-0,4 %). Однако вода является не единственным флюилным компонентом при генерации щелочных магм. Существенную роль в них играют СО₂ И другие формы

Средний >	имический состав (оксиды в мас.%, элемен-
ты в г/т) і	высокомагнезиальных вулканических пород
Bo	сточно-Африканской рифтовой зоны

0	1	•	2		-	
Оксиды,	1	2	3	4	3	6
элементы						
SiO_2	43,9	42,2	39,1	37,6	43,22	43,15
TiO ₂	1,8	2,3	2,5	2,9	4,53	3,71
Al_2O_3	10,5	8,5	10,0	7,8	9,98	12,24
ΣFeO	12,3	12,5	14,6	14,2	12,55	13,08
MgO	20.3	19,7	21,0	16,6	8,80	8.54
CaO	7,7	10,7	8,5	10,3	11,56	11,83
Na ₂ O	2,3	2,8	2,5	4,6	2,69	2,03
K_2O	0,7	0,9	1,1	4,0	4,77	3,40
Ru	21	17	25	69	115	127
Ba	316	310	444	926	1376	1119
Sr	578	502	593	1109	1411	1005
La	38	33	53	93	142	81
Ce	66	55	98	170	270	164
Nd	31	26	33	70	105	64
Sm	4,9	5,4	8,7	11,1	14	10,7
Eu	1,3	1,9	2,8	33	3,5	3,0
Tb	0,51	0,60	0,81	0,88	-	-
Yb	1,4	1,3	1,3	1,5	1,2	2,1
Y	20	-	_	-	15	29
Th	. 3,7	4,2	6,1	12	-	11,3
Nb	43	-	-	47	209	108
Zr	144	167	218	217	280	306
Hf	2,2	3,4	5,2	5,6	-	104
Ta	2,4	2,8	4,7	8,4	-	9,1
Cr	_	-	—	-	464	369
Ni	-	-	-	-	124	74

Примечание. 1,2- умеренно-щелочные: 1 - Западная ветвь (в целом); 2 - Восточная ветвь (в целом); 3,4- калинатриевые шелочные (Кенийский рифт): 3 - влк. Килиманджаро; 4 - влк. Хананг; 5, 6 - ультракалиевые шелочные, Ньяса-Танганьикская зона: 5 - по Davies, Lloyd (1988); 6 - по Thompson et al. (1984).



Рис. 8.8. Диаграммы Харкера K_2O -SiO₂ в платобазальтах эпиплатформенного Эфиопского рифта (А) и переходных базальтов плато Таос в эпиорогенном рифте Рио-Гранде (Б) (Jones, 1976; Dungan et al., 1986): 1 - базальты, 2 - направление коровой контаминации. Цифрами обозначены поля: 1 - щелочных, II - субщелочных и III низкокалиевых субщелочных пород (Middlemost, 1975)

углерода (Рябчиков, 1987), о чем свидетельствуют данные по расплавным микровключениям в минералах щелочных пород, тесная связь щелочных пород с карбонатитами, а также экспериментальные данные о роли углерода (Рябчиков, Грин, 1978), устойчивость форм которого лимитируется окислительно-восстановительными условиями. На больших глубинах при низких значениях летучести кислорода углерод присутствует либо в элементарной форме, либо в существенно углеводородной метановой флю-идной фазе, сменяясь окисленными формами CO_2 по мере подъема к поверхности. Этой смене соответствует резкий изгиб вариационных кривых щелочных серий на диаграммах железистость — кремнезем, отражающий смену высокого роста железистости низким.

Поведение микроэлементов обусловливается общими особенностями химизма и в первую очередь щелочностью (см. табл. 8.2-8.5). Главной особенностью в распределении микроэлементов является обогащение литофильными некогерентными элементами, как крупноионными K, Rb, Th, **Ba**, La, так и высокозарядными Ti, P, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, максимальное в щелочных калиевых сериях и постепенно убывающее к субщелочным и толеитовым. По содержаниям и типам спектров этих элементов породы рифтовых зон оказываются близкими к породам океанических островов (рис. **8.11**), образовавшимся из обогащенного мантийного источника. Признаками обогащенности являются, в частности, четкие максимумы по Ta и Nb, высокие содержания всей группы легких лантаноидов, возрастающие по мере увеличения щелочности (рис. **8.12**).

Максимально обогащенные легкими лантаноидами ультракалиевые породы соответственно резко обеднены тяжелыми РЗ (Dy, Yb), что позволяет сделать вывод о происхождении этих пород из наиболее глубинного мантийного источника с концентрирующим их фанатом в рестите, по сравнению с другими, менее калиевыми поролами. Высокие содержания Ni и Cr и отношения Ni/Co, Cr/V (см. табл. 8.4), свойственные высокомагнезиальным базальтам, свидетельствуют об их близости к первичным разностям. Их низкие концентрашии в салических шелочных и породах рифтов кислых фонолитах, трахитах, коменлитах. пантеллеритах, риоявляются либо релитах зультатом оливинового и пироксенового фракционирования в исходных для них породах (непрерывные серии), либо участием в их происхождении источника, бедного этими элементами. в частности земной коры (контрастные серии). Не исключена также возможность их двухступенчатого происхождения при повторном плавлении уже дифференцированных порций магмы базитового состава.

Примером гетерогенной



Рис. 8.9. Вариации отношений Nb и Zr (г/т) в базанит-фонолитовой (А) и щелочно-базальттрахитовой (Б) сериях рифта Грегори Кенийской рифтовой зоны (Baker et al., 1977). Стабильность отношения Nb/Zr говорит о петрогенетической общности рифтовых серий независимо от типа щелочности

контрастной серии является серия Наиваша Кенийского рифта (Jones, 1976), где кислые породы отличаются существенно иным Zr/Nb отношением по сравнению с таковым в ассоциирующих с ними базальтах (см. рис. 8.10, В), что позволяет предполагать иные источники, включенные в их петрогенезис, в том числе материала коры и субконтинентальной литосферы (Davies, Macdonald, 1987). Детально исследованные комендиты из вулканического комплекса Наиваша, сильно обогащенные рядом литофильных элементов (Cs, Rb, Th, легкими P3, Hf, Nb, Ta, Y, U, F), обладают КИРЭ/ВЗЭ (Th/Ta. необычно высоким для комендитов отношением Rb/Zr), высоким Rb/Sr, отражающим участие корового компонента (Масdonald, 1987) в формировании этих пород в условиях высокого содержания летучих. В то же время крупная отрицательная европиевая аномалия (рис. 8.13) свидетельствует о последующих явлениях фракционирования исходных для них магм. Признаки наличия корового материала особенно характерны для бимодальных серий с большими объемами кислых или са-



Рис. 8.10. Вариации отношений **Y/Nb** к **Zr/Nb** для базальтов переходного типа в вулканических сериях эпиплатформенных (А) и эпиорогенных (Б) рифтов: А -Эфиопский рифт. Пунктирная линия представляет тренд смешения обогащенного и деплетированного мантийных компонентов (Jones, 1976). Заштриховано поле составов средних базальтов Кенийского рифта. Б - плато Таос рифта Рио-, Гранде. Пунктирная линия обозначает направление коровой контаминации, показывая большую долю участия деплетированного материала при выплавлении. В - Кенийский рифт. Вариации отношений Nb к Zr в породах бимодальной базальт-риолитовой серии комплекса Наиваша (Davies, Macdonald, 1987): 1 - базальты, 2 - комендиты

лических щелочных пород.

Существенно иными по сравнению с вулканическими сериями КР являются толеитовые базальты межконтинентального рифта Красного моря. По содержаниям элементов-примесей они близки к океаническим толеитам, но отличаются более высокими содержаниями Rb и Ba, что соответственно несколько понижает отношения K/Rb и Ba/Zr, а это свидетельствует о более высокой щелочности этих базальтов (см.табл.8.2). Спектр P3 в базальтах Красного моря не обнаруживает дефицита легких лантаноидов, что обычно для базальтов типа N-MORB, а изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равные в среднем 0,7036±4, несколько выше, чем в этих последних. Поведение тяжелых радиогенных изотопов подтверждает выводы, сделанные выше. Отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd сильно варьируют и обнаруживают существенные отклонения от области мантийной корреляции. Особенно резко это проявлено в салических или кислых породах. Так, вулканиты BAP3 отклоняются в сторону увеличения отношения

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (рис. 8.14). В тех случаях, когда отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr прямо коррелируется с крем некислотностью, это связано с контаминацией земной коры или субконтинентальной литосферы. Однако интенсивность процесса контаминации весьма различна. Так, в упомянутом выше комплексе Наиваша Кенийского рифта выделяются две группы: в одной из них ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr увеличивается по мере роста крем некислотности, во второй — содержания тяжелого изотопа Sr ос-

Таблица 8.5

Средний состав базальт-комендитовой серии комплекса Наиваша (ВАРЗ) (Macdonald et al., 1987)

Оксиды,	Базальт	Андези-	Риолит	Комен-
элементы		базальт		дит
SiO_2	47,95	53,60	75,26	73,74
TiO ₂	2,11	1,69	0,19	0,26
Al_2O_3	15,51	14,54	11,94	10,53
Fe_2O_3	2,33	2,24	1,35	1,80
FeO	9,79	7,42	0,70	1,93
MnO	0,22	0,20	0,03	0,05
MgO	6,63	4,67	0,05	0,01
CaO	11,17	8,88	0,42	0,25
Na_2O	2,54	3,37	4,59	6,52
K_2O	0,77	1,86	5,25	4,45
P_2O_5	0,41	0,34	0,02	0,01
Ι	99,75	99,06	100,37	99,01
Sr	438	286	5,4	1,8
Rb	14	66	325	435
Ba	529	277	11,5	1,5
Th	_	-	41,4	76,6
Ta	-	-	15,5	30,2
Nb	25	54	226	383
Zr	95	169	508	1580
Hf	-	-	17,0	43
Y	25	39	114	224
Yb	2,18	4,84	11	24,5
La	23,1	38,4	77,4	138,4
Ce	48,4	74	150,7	277,9
Nd	24	33,6	57	116
Sm	5,34	7,3	12,6	28,1
Eu	2,57	1,64	0,17	0,56
Gd	5,27	7,63	15,3	32,8
Tb	-	-	3,71	6,16
Tm	—	-	1,37	3,10
Lu	-	-	1,47	3,06
n	11	3	9	18

таются постоянными и не зависят от содержания кремнезема. Если для первой группы наиболее вероятна коровая контаминация, то вторая скорее всего является результатом фракционирования сосуществующих с ними базальтов. Происхождение, аналогичное породам первой группы, установлено для комплекса Буфумбира в западной ветви ВАРЗ (см. рис. 8.14; Vollmer, Norry, 1983), а также базальт-фонолитовой лля серии Кенийского рифта (Price et al., 1985).

Обший вывол из обзора данных по изотопии радиогенных изотопов свидетельствует, что источником большинства первичных магм эпиплатформенных рифтов является как обогашенное вещество астеносферы, образующей выступ глубинного диапира, так и вышележашая. гетерогенная по составу субконтинентальная литосфера, в том Числе земная кора, чаще всего в результате их смешения при различных петрогенетических процессах. Образовавшиеся расплавы Испытывают кристаллиза-



Рис. 8.11. Средний состав микроэлементов, нормализованный по N-MORB (Pearce, 1987), в базальтах рифтов различного типа: 1-2 высокомагнезиальные базальты Восточно-Африканской рифтовой зоны (см. табл. 8.4): 1 - средний состав пород западной и восточной ветвей рифта умеренной щелочности, 2 ультракалиевые разности Ньяса-Танганьиккой зоны; 3 - лейкократовые базальты рифта Грегори (см. табл. 8.2), 4 - базальты рифта Рио-Гранде (Wilson, 1988)

ционную дифференциацию, осложненную контаминацией и ассимиляцией. Для части салических пород BO3можно и палингенное плавление земной коры (Бейли. 1976). Данные по изотопии свинца полтверждают ланные Nd-Sr изотопии в приведенных примерах. В других ограниченные случаях вариации изотопных отношений **Pb** в высокомагнезиальных белных кремнеземом ультракалиевых лавах западной ветви ВАРЗ свидетельствуют об относительной гомогенности источника последних. быстро поднявшихся из мантии и не испытавших взаимодействия с корой.

Значительная роль субконтинентальной литосферы в магмообразовании подтверждается сравнением изотопии свинца пород континентальных рифтов и ксено-

литов верхних частей мантии (субконтинентальной литосферы), показывающим перекрытие данных (Wilson, 1988). Внутриконтинентальные базальты рифтового происхождения имеют более высокие ¹⁸O/¹⁶O отношения, чем их океанические аналоги, что также может быть истолковано как эффект коровой контаминации (Kyser, O'Neil, Carmichael, 1982; Harmon, Hoefs, **1984).**

8.3. Эпиорогенные рифты

Эпиорогенные рифтовые зоны завершают орогенный этап подвижных поясов Земли. Приуроченность эпиорогенного рифтогенеза к подвижным поясам и соответственно состав продуктов магматизма отличают его от эпиплатформенных рифтов.

8.3.1. Основные черты геологического строения. Эпиорогенны рифтогенез свойствен как внутриконтинентальным, так и краевым под вижным поясам. Крайним его выражением в последних является расчленение рифтами ОД с образованием грабенов, перерастающих в глубоководные котловины и троги ОМ. Рифтовые структуры возникают как ^в



Рис.8.12. Средний состав РЗЭ, нормализованный по хондриту (Nakamura, 1974), в базальтах разного типа щелочности: А - ультракалиевые вулканиты (лейцититы) западной ветви Восточно-Африканской рифтовой зоны, Б - субщелочные базальты восточной ветви (рифт Грегори), В - субщелочные базальты Эфиопского рифта (р-он Бонна) и рифта Рио-Гранде (плато Таос)

тыловых, так и во фронтальных частях ОД или АКО (периконтинентальные и периокеанические рифтовые зоны).

Эпиорогенные рифтовые зоны либо развиваются совместно с орогенными структурами, либо возникают на заключительных этапах орогенеза. Интенсивность сосуществующих орогенного и рифтогенного режимов может быть различной — от относительно слабых явлений рифтогенеза на фоне преобладающего орогенного режима (Андская окраина) до появления долгоживущих рифтовых структур, одновременных с продолжающими развиваться орогенными (Камчатка, Япония). В некоторых случаях рифтогенные процессы столь интенсивны, что почти полностью перерабатывают орогенные структуры подвижных поясов (запад США). Соответственно увеличивается в этом ряду и роль связанного с рифтовыми структурами магматизма, который существенно отличается от магматизма **Подвижных поясов**.

Для эпиорогенных рифтов характерен тот же цикл развития, что и для **Эпиплатформенных**: они начинаются рассеянным рифтогенезом на значительных площадях (предрифтовый этап) и заканчиваются формированием одного или нескольких крупных грабенов, где сосредоточено растяжение **Главный рифтовый** этап). Как правило, проявление рифтогенеза предваряется орогенным поднятием с образованием крупного свода.

Позднекайнозойские эпиорогенные рифты установлены в ряде современных внутриконтинентальных и окраинных краевых подвижных поясов



Рис. 8.13. Средний состав РЗЭ, нормализованный по хондриту (Nakamura, 1974), в породах контрастной базальт-комендитовой серии вулканического комплекса Наиваша (Кенийский рифт) Восточно-Африканской рифтовой зоны (Thompson. 1982): 1 - базальты, 2 - андезибазальты, 3 комендиты, 4 -риолиты

как островодужного (Фиджи. Япония. Новая Зеландия, Папуа-Новая Гвинея, Камчатка), так и континентального типа (Кавказ, Западно-Американское побережье). Повсеместно эти структуры, на ранних этапах представляющие собой параллельные цепочки впадин (грабенов), наложены на орогенные поднятия мезокайнозойских геосинклинальных поясов. Они осложнены сбросами и испытывают растяжение и погружение, в отличие от разделяющих их хребтов и поднятий, испытывающих сжатие и подъем. Типичпримером подобных ным структур является Провинпия Бассейнов и Хребтов запада США. В более поздний собственно рифтовый этап при концентрации ра-

стяжения в отдельных грабенах, протягивающихся до нескольких сотен километров, при ширине в первые десятки километров, в них сосредоточиваются магматические проявления, ранее имевшие рассеянный ареальный характер.

В отличие от эпиплатформенных рифтовых зон в центральной части нередко образуется не один, а несколько грабенов. К таким рифтам относится крупный рифт Рио-Гранде, расположенный к юго-юго-востоку от Провинции Бассейнов и Хребтов (рис. 8.15). В зависимости от временных соотношений орогенеза и рифтогенеза, рифтогенный магматизм различен. В тех случаях, когда рифт наложен на затухающие или прекратившие свое развитие орогенные структуры, магматизм повсеместно приобретает подщелоченный характер. В случае одновременного развития процессов орогенеза и рифтогенеза возможен смешанный тип магматизма, когда типично островодужные вулканиты сосуществуют с вулканитами, характерными для рифтовых структур. К подобным рифтовым зонам относится Центральнокамчатская депрессия.

8.3.2. Главные типы магматических формаций и эволюция магматизма. Магматические формации, свойственные эпиорогенному рифто-

облалают ясно генезу, выраженной спецификой вещественного состава (табл. 8.6). От формаций эпиплатформенных рифтов они отличаются незначительным развитием щелочных формаций, солержаших фельдшпатоилы. и большим объемом кислых пород, от формаций краевых (островодужных и континентальных) и внутриконтинентальных подвижных поя-COB преобладанием субщелочных формаций, практически полным отсутствием известковошелочных типов пород. широким развитием формаций контрастного ти-Образуются рифтопа. генные формации в усрасчлененного ловиях рельефа, в связи с их наложенностью на орогенные структуры. Вулканизм носит наземный характер и синхронен с формированием вулканитовых и экзокластических молассовых формаций.

Временные форма-



Рис. 8.14. Вариации изотопов неодима и стронция в вулканических породах Восточно-Африканской рифтовой зоны: А - западная ветвь: 1 базальты Катве-Кикоронго (Davies. Llovd. 1988), 2 - базальты Наирагонго и 3 - кислые породы Буфумбира (Vollmer, Norry et al., 1980). Б восточная ветвь: 1 - базальты Наиваша. 2 - комендиты Наиваша (Davies, Macdonald, 1987), 3 линия, ограничивающая поле всех базальтов восточной ветви (Norry et al., 1980)

ционные ряды эпиорогенных рифтов разнообразны. Они зависят от характера фундамента и мощности земной коры, краевого или внутриконтинентального положения подвижного пояса, интенсивности предшествующего орогенеза и длительности интервала между орогенезом и рифтогенезом.

Примером сосуществования орогенеза и рифтогенеза является Камчатский сегмент Курило-Камчатской ОД (Ермаков, Волынец, Колосков, 1987). Здесь рифтогенез развивается на фоне неравномерного орогенного поднятия, достигающего максимальных отметок (1800 м) за период от Позднего неогена до настоящего времени. Рифтогенные структуры рабены и сбросы — отчетливо наложены на меридиональные и попереч-

Типоморфные магматические формации эпнорогенных рифтовых зон

Магматические ф	оормации	Тип гене- тической серии	Тип минерализации и месторождения	Сопутс- твую- щие оса- дочные форма-
Вулканические	интрузивные			ции
Ареальных пла-	малые тела и дайки	субщелоч-		
тобазальтов	габбро-диабазов	ной толеи-		
	• • •	товый K-Na		
Базальт-андези-	малые тела габбро и	субщелоч-		
базальтовая	габбро-диоритов	ной толеи-		преиму-
моласса		товый K-Na		
Базальт-риоли-		толеито-		
товая		вый K-Na		ществе-
Субщелочных	дайки габброидов,	субщелоч-		
базальтов-тра-	малые тела гранитов	ной К-Na		
хидацитов и ри-	и щелочных грани-			нно вул-
олитов	тов			
Субщелочных	дайки субщелочных	субщелоч-	эпитермальная сере-	
базальтов-тра-	габброидов, малые	ной К-Na	бряно-золото-сурь-	канито-
хитов-коменди-	тела сиенитов		мяно-ртутная мине-	
тов			рализация и место-	вая и эк-
			рождения молибде-	
			на, бериллия, олова,	
		~	флюорита, урана	зоклас-
(Трахибазальт)*	малые тела монцо-	субщелоч-	месторождения мо-	
трахиандезит-	нитов и кварцевых	ной К-Na	либдена, золотая и	товая
кварц-латитовая	монцонитов		золото-сереоряная	
(трахириолито-			минерализация	моласса
вая)		··· .		
Аосакорит -шо-	малые тела щелоч-	суощелоч-		
шонит-латито-	ных гаооройдов и	нои к		
вая Боронит тофрит	монцонитов	шалонной		
фонолитород	малые тела щелоч-	щелочной КиК-No		
фонолитовая	ных гасорондов и	1X11X-1Nd		
	нефелиновых сис-			
	нитов		l	I

* Породы образуют незначительные объемы.

ные орогенные поднятия. В конце неогена — начале четвертичного времени помимо мелких грабенов были сформированы крупные рифтовые зоны — Центральнокамчатская депрессия, продолжающаяся на юг в Курильскую котловину, и краевой периокеанический рифт на континентальном склоне полуострова. Наиболее ранними магматическими проявлениями, связанными с рифтогенезом, явились позднемиоценовые субщелочная оливин-базальтовая и щелочно-базальтовая формации в тыловой зоне Восточной Камчатки. Они сменились формированием ареальных платобазальтов, толеитовых и субщелочных, образовавшихся в конце плиоцена — начале плейстоцена в обстановке растяжения и растрескивания коры при частичной перестройке ее структурного плана и образования поверхности выравнивания. Одновременно в расколах тыловой зоны Срединного хребта были сформированы контрастная базальт-комендитовая формация и формация лампрофировых базальтов, породы которых образовали стратовулканы (Волынец, 1993).

Вулканизм в Центральнокамчатской депрессии не имеет ясно выраженного рифтогенного характера. Он относится скорее к островодужному типу, хотя объемы базальтового вулканизма, как толеитового, так и субщелочного (влк. Толбачик), резко преобладают по сравнению с объемами в других районах орогенного пояса Камчатки, где широко развиты средние и кислые породы. Таким образом, в сложной структуре Камчатки с рифтогенными структурами связан преимущественно базальтовый субщелочной и толеитовый магматизм, а формации, типичные для эпиорогенного рифтогенеза, известны лишь на Срединном хребте, к западу от него и в периокеаническом рифте. Объемы кислых пород, связанных с рифтогенезом, невелики.

На западе Северной Америки рифтогенные процессы начались также в неогене в связи с перестройкой тектонического режима. Сбросовоглыбовые структуры наложились на АКО андского типа, реликтом которой являются Каскадные горы. В это время началось формирование Про-

винции Бассейнов и Хребтов, окаймляющих Каскадные горы с севера и востока, раскрытие Калифорнийского залива, связанного с надвигом Северо-Американского континента на внутриокеанический рифтовый пояс (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Эти процессы привели к широкому развитию явлений растяжения в позднем кайнозое на западе Северной Америки. Захваченными растяжением оказались не только Кордильерский подвижный Пояс, находящийся на орогенной стадии своего развития, но и западный край Северо-Американской Платформы Колорадо, плато _ район Йеллоустонского националь-



Рис. 8.15. Схематическая карта структурнотектонического районирования Запада США



Рис. 8.16. Схематическая структурно-тектоническая карта юго-запала Северной Америки (Лукьянов, 1970): 1 - разломы, ожившие при катастрофических землетрясениях, II - разломы, развившиеся в кайнозое (1, 4 - надвиги и взбросы, 2, 5 - сбросы, 3, 6 - сдвиги), 7 - крутые разломы, характер перемещения по которым не установлен, 8 - негативные структуры, заполненные мощными осадочными и вулканогенно-осалочными толщами позднетретичного возраста (в Провинции Бассейнов и Хребтов им соответствуют долины), 9 - выступы мезозойского складчатого фундамента (в Провинции Бассейнов и Хребтов им соответствуют хребты). Указаны годы катастрофических землетрясений

ного парка. Здесь на месте Периколорадской шовной зоны возник крупный рифт Рио-Гранде (Милановский, 1983). В целом процессы рифтогенеза полукольцом охватили с тыла вулканический пояс активной Северо-Американской окраины.

Провинция Бассейнов и Хребтов состоит из многочисленных позднекайнозойских впадин, разделенных хребтами, которые ограничены нормальными сбросами (рис. 8.16). Начиная с Р. Кинга (1961) эта провинция рассматривается как **рифтогенная** структура, характеризующаяся рассредоточенным растяжением, которое достигает 50 км за последние 15 млн лет (Thompson, **Burk**, 1973). Процессу **грабенообразования** предшествовало формирование крупного свода.

Позднекайнозойский рифтовый эпиорогенный магматизм начался в конце олигоцена на плато Колорадо, где были сформированы крупные вулканические трубки взрыва (диатремы), в грубообломочном материале которых отмечаются кимберлито- и карбонатоподобные породы. Позже, в неогене, начался вулканизм в Провинции Бассейнов и Хребтов, где формируются непрерывная (трахиандезит-латитовая) и контрастная (субщелочные базальт-трахидацитовая и трахириолитовая) формации. Первая из них связана с более стабильными зонами (западная краевая часть плато Колорадо) и с краевыми частями Провинции Бассейнов и Хребтов. Ее продукты образуют кольцевые структуры со стратовулканической постройкой в их центральной части, сложенной преимущественно трахиандезитами и их пирокластикой. В эродированных вулканах вскрыты жерловые фации кварцевых монцонитов. Латиты, кварцевые латиты и риодациты — более поздние по сравнению с трахиандезитами и редкими трахибазальтами.

Контрастные формации более широко распространены в рифтогенных структурах Запада США, наложенных на подвижный пояс и краевую часть платформы. Количественные соотношения базальтов и кислых пород в них, как правило, различны. Преобладающие кислые вулканиты обычно более ранние и оторваны во времени от основных (Кузьмин, 1985). Их объемы на Запале США достигают около 230 000 км³. причем максимум приходится на Провинцию Бассейнов и Хребтов. Они выполняют крупные вулканотектонические депрессии, образуя игнимбритовые плато риолитов, риолацитов, трахириолитов и кварцевых латитов, с которыми связаны мелкие тела гранитов. Среди перекрывающих их базальтов встречаются субщелочные, реже толеитовые разности. Последние свойстнаиболее интенсивного растяжения — осевым частям венны областям грабенов, бортам Калифорнийского залива, отдельным участкам Колумбийского плато с минимальной мощностью коры и разуплотненной мантией и пониженными скоростями сейсмических волн (7,7-7,9 км/с).

В периферических частях ареала кайнозойского рифтогенного магматизма, преимущественно на краю Северо-Американской платформы,



Рис. 8.17. Схематический поперечный разрез рифта Рио-Гранде (с центральной кальдерой) иллюстрирует положение области локализации затвердевшей магмы в докембрийском кристаллическом основании. Внедрение базальтовой магмы на глубине 15 км приводит к появлению широкого фронта плавления в вышележащих кристаллических породах. Кислые расплавы локализуются в зоне вулканической активности кальдеры, в то время как базальты изредка прорываются на поверхность и растекаются (Ankeny et al., 1986). 1 - базальты, 2 - кислые породы, 3 - литифицированные осадочные и вулканогенные породы, 4 - докембрийское кристаллическое основание, 5 - направление раздвигав

встречаются щелочные формации — абсарокит шошонит-латитовая и базанит-тефрит-фонолитовая калиевого типа, содержащие лейцит.

Рифт Рио-Гранде, развитый в шовной зоне межлу полвижным поя-Северо-Амесом и риканской платформой (см. рис. 8.15), обладает специфическим магматизмом. сближающим его эпиорогенными с рифтовыми зонами Запала США. Эта область начиная с середины олигоцена подвергалась растяжению, которое сопровождалось образовабазальт-андезитнием риолитовой формации, относяшейся к высоко-

щелочной и субщелочной сериям. Широко развиты игнимбриты и пепловые туфы риолитового и трахириолитового состава. В конце олигоцена — начале миоцена кислые породы сменились субщелочными базальтами. Они изливались в формирующихся многочисленных грабенообразных впадинах, погружение которых продолжается до настоящего времени. Этот магматизм может рассматриваться как предрифтовый. Собственно рифтовый этап магматизма начался после большого перерыва (7-12 млн лет) в конце миоцена и эпизодически продолжается до настоящего времени, в обстановке постепенного отмирания ряда грабенов и концентрации растяжения в оставшихся. Однако в отличие от эпиплатформенных рифтов в рифте Рио-Гранде нет единой рифтовой долины и растяжение остается рассредоточенным (рис. 8.17).

В собственно рифтовый этап в рифте Рио-Гранде формируются три главных типа формаций: собственно базальтовая, дифференцированная базальт-трахиандезит-трахириолитовая (латитовая) и наиболее распространенная контрастная субщелочная базальт-трахидацитовая и трахириолитовая. Вулканизм проявлен неравномерно: одни части рифта относятся к высоковулканическим, в других — вулканизм незначителен. Характерно цикличное чередование преимущественно кислых или базальтовых излияний. Периоды кислого вулканизма связаны с формированием крупных полигенных вулканов и вулканотектонических депрессий, которые выполняются мощными толщами игнимбритов и завершаются экструзиями риолитов, трахириолитов и комендитов (вулкан Хемес в центральной части рифта). Четвертичный вулканизм характеризуется усилением базальтового магматизма, причем более древние базальты флангов отличаются большим содержанием щелочей, вплоть до появления в основной массе фельдшпатоидов, в то время как самые молодые базальты, выполняющие дно рифтовых долин, относятся к толеитовым сериям. Таким образом, для рифта Рио-Гранде характерно уменьшение щелочности и нарастание толеитовой тенденции в этап максимального раскрытия рифта, что закономерно и для эпиплатформенных рифтов, так же как периодичность рифтового магматизма, и связь максимальных объемов кислого вулканизма с проседанием рифтовых долин.

В целом эпиорогенный рифтовый вулканизм Запада США, развитый на гетерогенном основании, представленном как мезокайнозойским подвижным поясом, так и активизированной краевой частью древней платформы, характеризуется общими чертами: преобладанием контрастных типов формаций, обилием кислых пород, преимущественно подщелоченных. В процессе эволюции рифтовых структур преобладает антидромная тенденция развития магматизма, которая, как и в других геоструктурах (например, в окраинных и внутренних морях; см. гл. 6), является индикатором разрушения и деструкции континентальной земной коры (Фролова, 1991).

8.3.3. Вещественный состав магматических пород. В связи с широким развитием в эпиорогенных рифтах контрастных формаций, преобладающими группами пород являются основная (базальтовая) и кислая (дациты, риодациты, риолиты, комендиты, пантеллериты) при подчиненном количестве средних, представленных преимущественно подщелоченными разностями (трахиандезитами, латитами, трахитами), тяготеющими к основной или кислой группам и объединенными с ними общими чертами вещественного состава.

В группе основных пород, представленных базальтами, трахибазальтами, шошонитами, выделяются лейкократовые и меланократовые разности с различными ассоциациями вкрапленников. Для первых наиболее обильным минералом вкрапленников является плагиоклаз, а в более щелочных породах — калиевый полевой шпат. Парагенезисы меланократовых базальтов отличаются широким развитием темноцветных минералов: оливина, клинопироксена, амфибола, а в высококалиевых разностях — флогопита. Оливин высокомагнезиален (Fo₈₂₋₈₉) по сравнению с лейкократовыми базальтами (Fo₆₇₋₈₄). Титаномагнетит и ильменит образуют мелкие вкрапленники и широко развиты в основной массе, где в породах повышенной щелочности встречаются еще и фельдшпатоиды. В шошонитах и латитах обнаружены ксенокристы резорбированного кварца с каемкой пироксена и граната — альмандина (Волынец, 1993).

Группа кислых пород весьма разнообразна. Преобладают игнимбриты (см. табл. 1.3, тип III) и туфы риодацитового, риолитового и трахириолитового составов, образующие покровы и плато. Дациты, риолиты, трахириолиты и комендиты (см. табл. 1.3, типы II, IV, V) слагают экструзивные купола, штоки и другие мелкие тела и характеризуются невысоким процентом вкрапленников и относительно большими содержаниями акцессориев — апатита, циркона и ортита.

В целом минеральный состав пород эпиорогенных рифтов отличается от пород вулканических поясов ОД и АКО редкостью ортопироксенов, повышенным содержанием кальция, титана и шелочей в клинопироксенах (с эволюцией в основной группе пород от титаноавгитов и ферроавгитов в сторону салита и геденбергита, а в кислых — в сторону эгирин-авгита и эгирина), повышенным содержанием титана и шелочей в гидроксилсодержащих минералах (керсутитах, шелочных амфиболах), повышенным содержанием хрома в шпинелидах, высоким содержанием акцессориев — апатита, циркона, ортита и других, появлением фельдшпатоидов в основной массе субщелочных пород. Все вышеперечисленные признаки сближают вулканические породы эпиорогенных рифтов с породами эпиплатформенных.

Среди вулканических пород, большая часть которых относится к субщелочным, реже щелочным сериям, выделяются плюмазитовые и агпаитовые разности. Главные особенности состава заключаются в повышенных содержаниях щелочей, титана (табл. 8.7) и фосфора. Толеитовые базальты образуют железистый тренд на диаграммах AFM, в отличие от субщелочных. Нормативные составы риолитов на диаграмме Q-Ab-An располагаются вблизи тройного минимума при относительно высоких содержаниях воды. По подсчетам М.И.Кузьмина (1985), содержание воды в кислых магмах достигало 4-6%. Летучесть кислорода близка к буферу NNO, но несколько ниже, чем в породах ОД и AKO.

Вулканиты эпиорогенных рифтов обладают определенной спецификой по характеру распределения элементов-примесей, отделяющей их от пород как эпиплатформенных рифтов, так и орогенных поясов. Это связано с широкими вариациями типов серий — от толеитовых, близких к **MORB** и к базальтам океанических островов, до субщелочных и щелочных. Наиболее меланократовые, близкие к первичным магмам, ультраосновные и основные породы характеризуются высокими содержаниями как крупноионных литофильных, так и высокозарядных элементов. Общая обогащенность элементами-примесями свидетельствует о происхождении рассматриваемых пород из обогащенного мантийного источника, аналогичного таковому, продуцирующему внутриплитные магмы океанов (океанических островов) и эпиплатформенных рифтов. Об этом же свидетельствуют и некоторые частные особенности. К ним относятся отсутствие на спайдеграммах стронциевого максимума, свидетельствующего об отсутствии плагиоклаза в первичном расплаве, появление в части пород Nb-Ta
Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,53	47,09	52,71	58,02	64,08	72,32
TiO ₂	2,60	2,75	1,93	0,20	0,41	0,16
Al_2O_3	16,06	16,28	16,79	18,19	16,59	12,98
Fe ₂ O ₃	2,84	4,83	4,70	3,61	3,18	2,16
FeO	7,36	6,93	3,80	2,03	0,97	1,17
MnO	0,17	0,18	0,17	0,27	0,16	0,12
MgO	7,41	4,76	2,49	0,21	0,28	0,08
CaO	9,63	7,62	5,30	1,50	1,11	0,29
Na ₂ O	4,11	4,04	4,93	7,99	6,17	5,22
K_2O	2,74	1,82	3,44	5,15	5,30	4,71
H_2O	0,78	1,03	1,30	0,12	0,14	0,03

Средний химический состав пород рифта Рио-Гранде (провинция Транс-Пекос; Barker, 1979)

Примечание. 1- базальт, 2 - **гавайит,** 3 - муджиерит, 4 - нефелиновый сиенит, 5 - сиенит, 6 - комендит.

максимумов, высокое содержание редких металлов — Rb, Be, Ta, а также F в кислых породах контрастных серий (Кузьмин, 1985), высокие отношения Ta/Yb, связанные не только с высокими содержаниями Ta, но и с низкими тяжелых P3Э, что является одним из признаков наличия граната в источнике. Однако сохранение в ряде случаев Ta и Nb минимумов, хотя и несколько редуцированных, и более высокие, чем в океанических породах, отношения Th/Ta говорят о сходстве с породами как островодужных, так и континентальных поясов.

Как известно, при фракционной кристаллизации отношения концентраций отдельных некогерентных элементов Y/Nb, Zr/Nb, Zr/Ce и другие остаются постоянными, в то время как любые другие процессы, и в первую очередь контаминация, их нарушают. Подобные отклонения достаточно часто встречаются в вулканических сериях эпиорогенных рифтов. Примером является изменение отношения концентраций Y/Nb к Zr/Nb в вулканической серии Таос рифта Рио-Гранде (Dungan et al., 1986; рис. 8.18). Об этом же говорит "пиковый" характер некоторых спайдеграмм, форма которых отлична от стандартной и обусловлена особенностями состава контаминированных источников. Так, спайдеграмма базальтов рифта Рио-Гранде обеднена Rb, Ce и Zr и обогащена Ва и К. Сходство ее со спайдеграммой амфиболитов и гранулитов нижней коры свидетельствует, что магма была контаминирована этими породами при подъеме к поверхности (Wilson, 1988; см. рис. 8.18).

На сводных диаграммах ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (см. рис. 8.14) породы эпиорогенных ритфов в большинстве случаев не выходят за пределы значений, свойственных субконтинентальной мантии, за исключением некоторых типов кислых пород. Это позволяет считать, что последняя играет большую роль как источник магмообразования. В то же время изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd характеризуются большим разбросом значений, что часто связано с географическим положением рифта и позволяет говорить об изотопной гетерогенности мантии. Так, в камчатских сериях отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr относительно низки по сравнению с аналогичными по составу сериями других регионов (0,70317–0,70416) и близки к значениям этого отношения в островодужных сериях (Волынец, 1993). В Провинции Бассейнов и Хребтов Запада США значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr достаточно вариабельны: от 0,7028 в толеитовых базальтах до 0,7035-0,7064 в трахиандезит-латитовой серии и 0,706–0,7151 в кислых породах контрастной серии (Кузьмин, 1985), что значительно выше, чем в кислых породах рифта Рио-Гранде (0,704-0,705 в базальтах и 0,7043-0,7061 в андезитах и дацитах вулканического плато **Таос;** Dungan et **al.**, 1986).

Детальное исследование риолитов из различных частей разреза Провинции Бассейнов и Хребтов показало максимальные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в нижней толще с постепенным уменьшением вверх по разрезу, что интерпретируется как наличие высокого взаимодействия с корой в верхних частях магматической камеры, которое постепенно затухает в ее низах (Bell, Powell, 1969). Вулканические породы эпиорогенных рифтов характеризуются высокими значениями ¹⁸ / О по сравнению с внутриплитными породами океанов, что, так же как высокие содержания радиогенных изотопов, свидетельствует о контаминации.

8.4. Происхождение и эволюция магматических пород континентальных рифтов

Несогласное наложение рифтовых зон на структуры континентов, преобладание пород базитовой группы, многочисленные ультрамафитовые мантийные включения в вулканитах, а также изотопные данные говорят о том, что большинство магматических расплавов генерировалось на мантийных глубинах. В то же время породы КР принципиально отличаются от океанических широким развитием пород повышенной щелочности, вплоть до крайне щелочных, большими объемами салических образований, развитых на фоне значительно меньшей интенсивности растяжения (в Кенийском рифте растяжение со среднего эоцена равно 0,01–0,05 см/год, в океанических рифтах — 1-12 см/год). Эпиорогенные рифты особенно богаты кислыми породами и сходны в этом отношении с АКО и внутриконтинентальными орогенными поясами. Однако, в отличие от них, кислый магматизм связан преимущественно с контрастными, а не с непрерывными формациями, а породы среднего состава распространены незначительно.

Наибольшее сходство, особенно по микроэлементному составу, наблюдается между базальтами КР и океанических островов (внутриплитны-



Рис.8.18. Средний состав микроэлементов, нормализованный по N-MORB, в породах: А - кристаллического основания и Б - базальтах рифта Рио-Гранде, иллюстрирующий их большое сходство. А - показывает эффект смешения корового контаминанта с базальтовой магмой (отметка 0,5 соответствует неконтаминированному базальту). Коровый контаминант представлен 50%-м парциальным расплавом диорита (1) и граувакки (2) в соотношении 4:1 (магма:контаминант) (Pearce, 1983). Б - показывает вариации содержаний микроэлементов в породах рифта: 1 - испытавших контаминацию, 2 - малоконтаминированных

ми; см. гл. 8.2 и 8.3; рис. 8.19), что указывает на происхождение подавляющего большинства континентальных рифтогенных магматических пород за счет мантии, в той или иной степени обогащенной литофильными элементами, в отличие от океанических рифтов, первичные расплавы которых отражают происхождение из истощенного мантийного источника. Обогащенный источник континентальных рифтов согласно существующим представлениям, подтвержденным экспериментальными и теоретическими данными, занимает более глубокие уровни в мантии, где происходит генерация более богатых щелочами магм (Грин, Рингвуд, 1970; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989; Рябчиков, 1987). На больших глубинах увеличивается растворимость в расплавах СО2, вследствие чего при малых степенях плавления в мантии генерируются высококальциевые магмы типа нефелинитов — оливиновых мелилититов, которые при давлениях в 30 кбар находятся в равновесии с минеральной ассоциацией гранатового лерцолита (Рябчиков, 1987). По мере увеличения степени парциального плавления щелочность расплавов уменьшается, однако их источник продолжает оставаться неистощенным, что подтверждает близость состава толеитовых базальтов рифтов к толеитам океанических островов (см. табл. 8.2). Лишь при особо интенсивном раскрытии, приводящем к превраще-



Рис.8.19. Средний состав РЗЭ, нормализованный по хондриту, в базальтах рифтовых зон и океанических островов (Кузьмин, 1985): 1 толеитовые базальты Исландии (I) и Гавайских островов (II), 2 - щелочные базальты океанических островов: Гавайских (III), Гоф (IV), Вознесения (V), Азорских (VI), Канарских (VII), 3 - щелочные базальты Восточно-Африканской рифтовой зоны, 4 - базальты СОХ

нию **внутриконтинентального** рифта в межконтинентальный, при одновременном поднятии уровня магмообразования, возникают базальты, близкие к базальтам COX, образовавшиеся из истощенной мантии (Красное море).

По макрокомпонентному составу мантийный источник большинства расплавов, родоначальных для пород КР, представляет собой четырехфазный шпинелевый или гранатовый (для более щелочных магм) лерцолит. Однако высокощелочные, в том числе ультракалиевые расплавы, количество которых относительно невелико, по всей вероятности, отличаются составом мантийного источника. Согласно экспериментам низкие степени парциального плавления флогопитсодержащих перидотитов на глубинах ниже уровня стабильности амфибола приводят к формированию высокощелочных, богатых калием магм. Характерно, что такие магмы действительно приурочены к низковулканическим рифтам и объемы их невелики. Это позволяет предположить локальное развитие флогопитсодержащих перидотитов в областях магмогенерации, связанных, вероятно, с флюидной переработкой. Экспериментально показано, что высококалиевые расплавы (лейциты, угандиты, биотитовые мафуриты) образуются при значительной роли смешанного водно-углекислого флюида в магмообразовании (Рябчиков, Грин, 1978).

Взрывной характер вулканизма, обилие пирокластики, наличие газо-

во-жидких включений в минералах мантийного происхождения, широкое развитие гидроксилсодержащих минералов, ареалы метасоматических преобразований вокруг когенетичных интрузий показывают активность флюидов в процессе образования рифтогенных расплавов. Изучение мантийных нодулей в породах рифтов показало, что и в предшествующие магмообразованию этапы мантийный источник подвергался интенсивному флюидному воздействию. Об этом свидетельствуют следы мантийного метасоматоза и плавления в нодулях, с образованием многочисленных прожилков, в том числе метасоматических, содержащих такие минералы, как паргасит, титанистый керсутит, калиевые рихтерит и слюды, наряду с обогащением их некогерентными литофильными элементами.

Предполагается, что метасоматоз в мантии связан с массопереносом вещества сильно сжатыми газами (плюмами) из глубинных зон Земли (Рябчиков, 1984), а также с флюидными потоками, возникающими в верхних частях восходящих мантийных диапиров. Поскольку с ростом давления щелочность флюидов, равновесных с лерцолитами, растет, а с увеличением температуры растет и растворимость, флюиды при мантийных параметрах обладают высокой растворяющей способностью ряда петрогенных и малых элементов и при перемещении в область более низких давлений способны вызвать метасоматические преобразования пород верхней мантии. Образование пород континентальных рифтов в значительной степени обусловлено потоками мантийных флюидов и, таким образом, аналогично "горячим точкам" океанических островов, вернее, цепи "горячих точек", трассируемых рифтовыми зонами и поясами. Характерно, что нодули в океанических породах при сходных типах метасоматических преобразований изменены значительно меньше, чем в породах континентальных рифтов, и менее вариабельны по изотопному составу. Это является следствием большой молодости и соответственно меньшей вероятности наложенных изменений в океанской литосфере и одной из причин отсутствия крайне щелочных пород в океанах. В отличие от океанской, субконтинентальная литосфера, залегающая над астеносферным слоем, характеризуется высокой, в том числе и изотопной, неоднородностью, связанной в значительной степени с ее более длительной и сложной предшествующей историей.

Возникает вопрос, в какой степени субконтинентальная литосфера участвует в образовании магматических расплавов континентальных рифтов. Анализ состава вулканических пород рифтов показывает, что возможны различные соотношения между материалом поднимающегося диапира (астеносферным веществом) и субконтинентальной литосферой (рис. 8.20). Это подтверждают вариации изотопных отношений и элементовпримесей в них. Неслучайно отмечается обратная зависимость между щелочностью пород и степенью раскрытия рифта. Быстрый подъем определяет преимущественно базальтовый состав магматических продуктов. При

этом интенсивное плавление магмогенерирующих диапиров на высоких уровнях и незначительное загрязнение образующихся расплавов веществом субконтинентальной литосферы обусловливают их невысокую шелочность, вплоть до появления толеитовых типов. Обильный вулканизм представлен преимущественно площадными трещинными излияниями или шлаковыми конусами и моногенными небольшими вулканами. Подобная обстановка создается в предрифтовый этап или в этап максимального раскрытия рифта. Низкая проницаемость магмополволящих каналов и соответственно замедленное проникновение расплавов на поверхность, нарялу с незначительной степенью плавления остывающего лиапира. приводят к интенсивному взаимодействию расплавов повышенной щелочности, выплавленных из астеносферы и субконтинентальной мантии, а в ряде случаев и вещества земной коры. При взаимодействии расплава и вмещающего ультрабазитового, бедного кремнеземом (мантийного) субстрата происходит десиликация расплава, что также повышает щелочность магм (Маракушев, 1988).

Вулканические постройки, выводящие расплавы на поверхность, представляют собой крупные долгоживущие сооружения центрального типа, с широким спектром составов и связаны с собственно рифтовым этапом. Различия в магматизме эпиплатформенных и эпиорогенных рифтов (в последних большие объемы кислых пород) хорошо объясняются изначальной прогретостью и соответственно пластичностью литосферы эпиорогенных рифтов, вследствие небольшого перерыва в тектономагматической активности уменьшающих ее проницаемость. Медленное перемещение вверх уровней магмообразования способствует смешению вещества диапира с веществом субконтинентальной литосферы и земной коры.

Накладывает свой отпечаток на процессы магмообразования и тип рифтовых зон. Сводово-вулканические рифты, представляющие собой результат активного рифтогенеза, образуются в результате быстрого подъема глубинного диапира, астеносферное вещество которого является главным источником субщелочных и щелочных, реже толеитовых расплавов, чьи объемы обычно невелики. Щелевые рифты, образующиеся в результате пассивного рифтогенеза и характеризующиеся незначительными объемами расплавов, возникающих в результате декомпрессии, отражают менышую степень плавления и взаимодействия при медленном подъеме к поверхности с разными горизонтами литосферы. Породы, связанные с ними, обычно более щелочные. Таким образом, устанавливается также обратная зависимость между объемами магматических пород и их щелочностью. Хорошим примером является описанный выше ВАРЗ, хотя наблюдаются и исключения (БРЗ).

Итак, разнообразие составов первичных мантийных магм КР определяется рядом факторов. К ним относятся: состав магмогенерирующего источника, включающего в себя как вещество астеносферы, так и вещество субконтинентальной литосферы, которые смешиваются в различных про-



Рис. 8.20. Сравнение изотопных характеристик мантийных резервуаров, участвующих в образовании базальтов океанических островов (а) и континентальных рифтов (б) (McDonough et al., 198S): 1 - океаническая кора, 2 - континентальная кора, 3 - субокеаническая и субконтинентальная мантия соответственно, 4 - поднимающийся мантийный расплав

порциях; состав и количество летучих компонентов; глубины, на которых происходит парциальное плавление; степень этого плавления; уровни обособления магматических очагов и камер и состав вмещающего их субстрата. При этом в рифтовых зонах, как и в других внутриконтинентальных геоструктурах, всегда возможна контаминация первичных магм материалом земной коры. Однако она не всегда может быть идентифицирована, вследствие невозможности отделить результаты взаимодействия магм с гетерогенной континентальной литосферой и с земной корой.

Характерная особенность эволюции щелочных расплавов — глубинное мантийное фракционирование, о чем свидетельствует наличие мегакристов (см. гл. 8.2.3), способное значительно изменить тренд эволюции первичных расплавов.

Важным и дискуссионным вопросом является происхождение салических и кислых пород в рифтовых зонах. Однозначно решается вопрос о происхождении указанных пород в непрерывных формациях (см. гл. 8.3.3). Породы, слагающие их, обычно относятся к единым генетическим сериям, образованным преимущественно в результате малоглубинного фракционирования базальтовой магмы. Это подтверждается данными по радиогенным изотопам и поведению элементов-примесей (Barberi et **al.**, 1975; Fraser et al., 1985). Для подобных серий устанавливается постоянство содержаний некогерентных элементов и их отношений, столь характерное для кристаллизационной дифференциации (см. гл. 8.2.4). Однако и в большинстве непрерывных формаций в их салическом (кислом) конце устанавливается ряд вещественных признаков коровой контаминации (см. гл. 8.3.3). Наличие последней доказывается большими объемами салических пород, несопоставимыми с теми, которые могут быть получены в результате фракционирования базальтовой магмы.

Если фракционирование и контаминация земной коры обычны для непрерывных серии, то вопрос о происхождении более широко распространенных в рифтовых зонах контрастных серий более сложен. Характерные для них большие объемы салических или кислых пород, часто превышающие объемы базальтов, несопоставимые с дифференциатами (например. Кенийский рифт. в котором объемы шелочных салических магм - 25 000 км³ - одни из наибольших в мире), в то же время имеют четкую пространственную связь и общие черты состава с базальтами, в частности общий тип щелочности. С другой стороны, ряд особенностей их минерального и химического состава, в первую очередь по микроэлементам и изотопам, хорошо видный на разного рода диаграммах (см. рис. 8.11-8.14) и свидетельствующий о большем, чем в непрерывных сериях, задействовании при их образовании корового источника, не позволяет считать эти магмы относящимися к единой генетической серии. Так, сравнение остаточных стекол кайнозойских базальтов и риолитов Провинции Бассейнов и Хребтов свидетельствует о невозможности происхождения последних за счет фракционирования ассоциирующих с ними базальтов. Стекла отличаются повышенными по отношению к риолитам содержаниями титана и преобладанием натрия над калием (Кузьмин, 1985).

Предложено несколько гипотез образования контрастных формаций: кристаллизационная дифференциация, ликвационное расщепление и парциальное плавление коровых и даже мантийных пород в условиях обогащения летучими компонентами. Первая **гипотеза**, наиболее ранняя, появилась после обнаружения Р. Дели отсутствия пород среднего состава во многих магматических сериях. Попытки объяснить происхождение таких серий кристаллизационной дифференциацией основывались на нескольких соображениях. К ним относятся: трудность излияния андезитов, более вязких, чем базальты, но содержащих меньше летучих, чем риолиты; связь образования расплавов разной кремнекислотности при дифференциации с формой поверхности ликвидуса, когда быстрый переход от базальтов к трахитам не дает возможности образования больших объемов кислых пород (Wyllie, **1963)**; наличие толстой низкоплотностной континентальной коры, которая является барьером для поднятия их легких салических дериватов (Gill, 1973). Последнее предположение объясняет факт наличия салических пород без базальтов, в котором другие исследователи видят признак первичного выплавления салических магм. В вопросе о происхождении кислых членов контрастных формаций нет пока единого мнения. Однако общие черты состава базальтовых и салических членов контрастных серий не позволяют полностью отказываться от кристаллизационной дифференциации.

Гипотеза ликвационного расшепления развивается А.А. Маракушевым (1988). Им приведена сводка вариолитовых структур для пород разных типов, в которых базитовые по составу породы содержат вариоли кислых. Вариолитовые структуры, которые рассматриваются как ликвационные, наиболее широко распространены в базальтах с высокой железистостью, в формировании которых участвовали фторсодержащие флюиды. Помимо вариолитов нормального ряда известны также щелочные вариолиты базанит-фонолитового и нефелинит-фонолитового состава, салические члены которых сходны по содержанию микроэлементов с салическими породами КР. Допуская возможность ликвационного расщепления в отдельных вулканических сериях рифтовых структур, следует, однако, отметить, что эта гипотеза вряд ли может объяснить происхождение всех контрастных формаций. Противоречат этому различия в изотопных отношениях базальтовых и салических пород, значительные вариации их объемов. Недостаточно также данных о поведении элементов-примесей в процессе ликвационного расщепления соответствующих исходных расплавов на контрастные составы.

Парциальное плавление разных горизонтов литосферы (Бейли, **1976**), включая кору, является более распространенной и, пожалуй, более обоснованной гипотезой образования салических и кислых пород. Большинство исследователей предполагают, что в плавлении участвует в первую очередь материал земной коры. Так, на основании обогащения некогерентными литофильными элементами (Zr, La, Ce, Ba), высокого отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (см. гл. 8.3.3) современных комендитов контрастного вулканического комплекса Наиваша (Кения) была установлена значительная роль в них корового компонента (до 70-80%; Davies, Macdonald, 1987). Согласно этим авторам интрузии субщелочной базальтовой магмы в земную кору способствуют повышению геотермического градиента и развитию гидротермальной системы, инициирующей плавление коры и образование комендитов и связанных с ними пломазитовых риолитов.

Коровое происхождение предполагается также для огромных масс ки-

слых пород — риолитов, **риодацитов**, пантеллеритов и комендитов — на Западе США и в рифтовой зоне Рио-Гранде, значительная часть которых представлена игнимбритовыми разностями. Магма этих пород была первоначально обогащена летучими компонентами, о чем говорит пространственная приуроченность к ним многочисленных гидротермальных источников. Высокие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, имеющие коровые величины, подтверждают их происхождение. Первичная для них магма, вероятно, зародилась в нижних частях коры.

Наиболее полно гипотеза о формировании щелочных салических и кислых пород контрастных формаций из материала земной коры разработана Д.Бейли (1976). Как магмообразующий субстрат им рассматривается преимущественно щелочной метасоматоз, связанный с внедрением щелочных мантийных магм. Это необходимо для выплавления щелочных салических магм, так как подавляющее большинство коровых пород имеет отношение Si/Na+K=3:1, т.е. они при плавлении образуют только кислые. а не щелочные салические породы. Поступление летучих и подвижных компонентов из мантии приводит к концентрации тепла в земной коре и ее частичному плавлению с образованием щелочных салических и кислых магм, которые в верхних горизонтах коры дополнительно испытывают контаминацию ее материалом. Впоследствии им было высказано предположение о возможности образования салических пород при плавлении вещества верхней мантии в аномальных условиях богатства летучими, что объясняет появление контрастных серий на океанических островах. Таким образом, большинство исследователей предполагают генетическую разобщенность расплавов базитовых и салических членов формации.

В двух генетически различных группах контрастных серий при их дальнейшей дифференциации значительную роль может играть как ассимиляция, так и смешение магм. Примером последнего процесса является контрастная формация вулканического плато Таос (рифт Рио-Гранде), где крайние члены — базальты и дациты — обнаруживают следы смешения с образованием целой серии гибридных пород, состав которых зависит от соотношения конечных членов (Dungan et al., 1986).

8.5. Выводы

1. Химический состав рифтогенных магматических пород зависит от множества факторов, включая химическую и минералогическую гетерогенность мантийного источника, степень и глубину плавления, скорость подъема на поверхность и наличие высокоуровневых резервуаров, обеспечивающих взаимодействие с коровым материалом.

2. Существует два варианта глубинного строения рифтовых зон, определяющих тип магматизма: быстрый подъем базальтовой магмы при повышенной проницаемости фундамента, не успевшей претерпеть фракционирование и (или) контаминацию; медленный подъем с локализацией магмы в многочисленных коровых резервуарах с образованием широкого спектра лав различной кремнекислотности от базальтов до сиалических и кислых (трахиты, фонолиты, щелочные **риолиты, пантеллериты),** в результате процессов дифференциации и контаминации. Первый вариант чаще реализуется в эпиплатформенных рифтах с холодной корой, второй — в эпиорогенных и на поздних этапах платформенных и связан с уже прогретой или еще не остывшей пластичной литосферой. В эпиорогенных рифтах магматизм этого типа обладает чертами сходства с орогенным магматизмом подвижных поясов и часто сосуществует с ним. Таким образом, в отличие от чисто мантийного источника океанических рифтов, в случае рифтов континентальных широко распространены мантийно-коровые и, возможно, коровые источники.

3. Рифтогенный магматизм связан с поднятием низкоплотностных мантийных диапиров, вероятно возникающих в верхней мантии при подъеме газовых плюмов с больших глубин. Рифту с высоко поднимающимся диапиром соответствует максимальное растяжение и соответственно максимальная роль астеносферы как источника магмогенерации. Именно этим объясняется уменьшение степени щелочности в этап максимального раскрытия рифта. Трудно сказать, какова роль субконтинентальной литосферы в магмогенерации, однако согласно данным по изотопам и микроэлементам коровая контаминация многих вулканических серий несомненна.

4. Мантийные источники в рифтовых зонах, как правило, относятся к типу обогащенных, часто предварительно испытавших интенсивный метасоматоз (калиевые серии). Истощенные источники типа MORB обычно появляются лишь при нарушении сплошности континентальной коры.

5. Кислые и салические породы контрастных серий, дающие огромные объемы, характеризуются значительной ролью корового магмогенерирующего источника, самостоятельного или смешанного с мантийным. Общность состава с базитовой группой пород определяется общностью участвующих в магмообразовании эндогенных флюидов — производными диапиров и газовых плюмов.

6. Щелочные породы рифтогенных зон — одни из немногих пород, в которых известны следы фракционирования первичных магм в условиях мантии, проявленные в наличии родственных мегакристов. Это фракционирование предопределяет дальнейший ход эволюции расплавов.

Комплексное рассмотрение фактического материала по магматизму различных геотектонических обстановок и геодинамических режимов кайнозоя позволяет сделать выводы о причинно-следственных связях магматизма с ними, выявить формации-индикаторы, помогающие в расшифровке древних геоструктур, а также определить роль магматизма в формировании земной коры.

Главнейшие из них сформулированы ниже.

1. Во всех геотектонических обстановках магматизм возникает за счет отделения магм от частично расплавленных мантийных диапиров (Ramberg, 1972; Белоусов, 1989; и др.), образующихся на глубинах 350-400 км (Anderson, 1987) под действием потоков глубинного вещества в виде легколетучих соединений (плюмов), адвективно перемещающихся от границы ядра и мантии и осуществляющих глубинный тепломассоперенос (Kumazava, Maruyama, 1994). Таким образом, магматизм является следствием радиальных глубинных процессов, направленных к поверхности Земли от ее центральных частей.

2. Причиной магматизма является, следовательно, глубинная дегазация Земли. Интенсивность дегазации, определяемая помимо масштабности глубинных процессов в значительной степени типом проницаемости литосферы (рассеянной, концентрированной), приводит к формированию двух типов магматизма — с большим или меньшим участием флюидов преимущественно водно-углекислого состава в магмообразовании. Наиболее флюидным является магматизм обстановок сжатия в подвижных поясах. О наличии в его продуктах высоких содержаний воды (2-6%) свидетельствуют, в частности, высокие расчетные температуры ликвидуса расплавов по сравнению с температурами, определенными путем гомогенизации расплавных включений в ликвидусных минералах (Фролова, Перчук, Бурикова, 1989). Для этих же расплавов характерны наиболее интенсивные процессы дегазации, что доказывается анализом минеральных парагенезисов. Наименее флюидным является магматизм зон растяжения в океанах. Глубинный характер значительной части флюидов доказывается изотопным составом газов во включениях минералов, тесной связью гидротермально-метасоматических преобразований с магматической деятельностью всех уровней глубинности, а также явлениями глубинного метасоматоза в мантийных ксенолитах. Высокая суммарная растворимость во флюидах силикатных компонентов, на глубинах около 100 км достигающая более 50% (Рябчиков, 1987), определяет эффективность флюидного массопереноса, который, наряду с плавлением и перемещением магматических расплавов, является одной из причин образования вещественных, в том числе геохимических аномалий в мантии. С флюидами связан также процесс магматического замещения или метамагматизма, предложенный Д.С. Коржинским для объяснения образования гранитов и распространенный впоследствии на процессы взаимодействия расплавов различного состава с вмещающим субстратом (Маракушев, 1988; Зотов, 1989; и др.), который рассматривается этими исследователями как широко распространенный и более действенный, чем процесс контаминации (см. гл. 3).

3. Особенности состава магматических пород отражает также окислительно-восстановительный потенциал в зонах магмообразований, показателем которого является фугитивность кислорода f_{0_2} , в среднем близкая к буферу QFM, возрастающая по мере уменьшения глубины магмообразования и при длительном отстаивании первичных магм в промежуточных очагах. Увеличение фугитивности кислорода по мере поднятия "сухих" глубинных газов, богатых CH₄, CO, H₂ и их окисления приводит к резкому возрастанию содержания H₂O, что понижает температуру и повышает степень плавления мантии. Выплавленные в различной окислительно-восстановительной обстановке расплавы существенно отличаются по составу (см. гл. 3.4.7).

4. Вариабельность состава мантийных магматических пород различных геотектонических обстановок свидетельствует о различиях в плавящемся мантийном субстрате как по вертикали, так и по латерали. Наименее глубинные продукты магматизма СОХ, экстремально бедные шелочами и литофильными элементами-примесями, отражают истощенный (деплетированный) характер верхних частей мантии (см. гл. 2). В подвижных поясах подобные породы редки, будучи приуроченными преимущественно к окраинным, реже внутренним морям (см. гл. 5). Господствуют здесь более глубинные низкотитанистые и высококремнеземистые производные примитивной мантии или мантии, обогашенной литофильными некогерентными элементами (особенно интенсивно в результате мантийного метасоматоза) (см. гл. 3.4.7). Наиболее глубинный внутриплитный магматизм, имеющий преимущественно щелочную специфику, отражает наряду с вариациями состава, зависящими от РТ условий, плавление примитивной или метасоматически измененной мантии, характеризуясь максимальными содержаниями всех групп элементов-примесей (за исключением тяжелых РЗ) в своих производных и появлением высококалиевых магм (см. гл. 8). Глубинность формирования мантийных расплавов минимальна под океаническими сегментами (около 100 км) и максимальна под континентами (более 200 км).

5. При анализе связи магматизма с геотектоническими обстановками наибольший интерес вызывают магматические ассоциации, данные о происхождении и геологическом положении которых являются ключевыми при принятии той или иной геотектонической гипотезы. К ним относятся ассоциации офиолитов, известково-щелочных пород, бонинитов и "переходных" базальтовых серий преддужья.

Анализ состава и геологического положения офиолитов выявил множественность их типов (Miyashiro, 1975; Лутц, 1989; Зимин, 1991; и др.) (см. гл. 2.3.6). По специфике состава и большей дифференцированности как интрузивные, так и вулканические серии офиолитов подвижных поясов, так же как по их приуроченности к локальным зонам глубинных разломов, резко контрастируют с площадными офиолитовыми **ассоциациями** океанического дна, слагающими большую часть второго и третьего слоев океанической коры. Этот факт имеет принципиальное значение, так как не позволяет рассматривать большинство офиолитов подвижных поясов как реликты океанической коры, а термины «офиолиты» и «океаническая кора» как синонимы.

6. Гетерогенными являются также известково-щелочные серии. Помимо кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, выплавляющихся и (или) эволюционирующих при участии водного флюида, они образуются при интенсивном окислении толеитовых магм в процессе эволюции последних, а также возникают при взаимодействии мантийных расплавов с коровым веществом (см. гл. 3.4.7). Андезиты, являющиеся членами этих серий, в большинстве случаев не относятся к первичным магмам, о чем говорит их тесная ассоциация с базальтами (см. гл. 3). Однако не исключено, что часть андезитов образуется в результате непосредственного плавления нижней коры (см. гл. 4), как это предполагается для андезитов Анд. Известково-шелочные серии не ограничиваются активными окраинами, встречаясь в разнообразных, в том числе внутриконтинентальных обстановках (континентальные орогенные пояса, зоны коллизии) (см. гл. 7). Следовательно, распространенные представления об участии океанической коры и связанных с ее дегидратацией флюидов в образовании известково-шелочных серий либо применимы не для всех подобных серий, либо неверны. Из сказанного следует дискуссионность трактовки известково-щелочных серий как трассеров субдукции.

7. Молодые вулканические серии базальтов, установленные рядом исследователей в обстановке преддужья (см. гл. 6), состав которых носит переходный характер от островодужных известково-щелочных или толеитовых базальтов к океаническим, являются как бы связующим звеном между континентальным и океаническим магматизмом. Они доказывают отсутствие ограничения магматических явлений вулканическим фронтом, а их наличие ставит под сомнение существование субдукции, во-первых, потому, что вертикальная проекция этих вулканитов на СФЗ попадает на участки последней с максимальным количеством землетрясений, т.е. наиболее жестких, а во-вторых, потому, что подобные базальты встречаются на обоих склонах желоба.

8. Бонинитовые серии, известные лишь в островных дугах (современных и древних) и приуроченные преимущественно к их основанию, относятся к группе производных высокомагнезиальных водных магм, в большей или меньшей степени контаминированных материалом континентальной земной коры (Перчу'к, 1987). Этот факт, наряду с распространением бонинитов преимущественно в энсиматических островных дугах, дает возможность высказать предположение о существовании в прошлом под этими дугами континентальной земной коры, подвергшейся впоследствии магматической "эрозии" мантийными ультраосновными и основными расплавами и преобразованию в кору океаническую.

9. Согласно количественным подсчетам магматические породы мантийного происхождения преобладают в литосфере Земли над коровыми и мантийно-коровыми, во всех случаях являясь для этих последних "пусковым механизмом", поскольку причина вовлечения земной коры в магмообразование — тепло и энергия мантийных магм. Однако мантийные выплавки, не измененные последующими процессами дифференциации (первичные магмы), встречаются не столь часто, преимущественно в областях интенсивного растяжения. Наиболее распространенными процессами их эволюции является кристаллизационная дифференциация (фракционирование), осложняемая взаимодействием с материалом земной коры (контаминацией или магматическим замещением). Интенсивность этих процессов возрастает в случаях повышенной концентрации летучих компонентов, что особенно свойственно слабопроницаемой континентальной коре (см. гл. 2.3, 4, 5, 7). Подчиненное значение имеют смешение магм (см. гл. 3) и магматическая дифференциация (ликвация).

10. Судя по резко преобладающим низкобарным ассоциациям минералов в магматических породах, кристаллизация первичных магм осуществляется в относительно неглубоких, преимущественно коровых промежуточных очагах и камерах на глубинах от 5-10 до 30—40 км. Исключением является глубинная мантийная дифференциация, установленная в щелочных породах, доказательством которой служат родственные глубинные включения и мегакристы барофильных минералов, широко в них распространенные (см. гл. 8).

11. Сравнение магматизма современных и древних подвижных поясов показывает, что они относятся к единому классу геоструктур. Общими для них являются: заложение начальных прогибов в глубинных зонах проницаемости рифтовой природы — периокеанических или внутриконтинентальных; высокая расчлененность рельефа, сопровождаемая резкими перепадами мощностей; формирование флиша на ранней стадии развития и моласс — на поздней; широкое развитие эпиорогенного рифтогенеза; наличие особого типа офиолитовых ассоциаций, отделенных от вышележащего разреза перерывом и несогласием (позднегеосинклинальная стадия, по В.Е.Хаину и А.Е.Михайлову, 1985, или предостроводужная стадия, см. гл. 3.5); широкое развитие известково-шелочных пород — индикаторов этого типа обстановок; увеличение роли корово-мантийных и коровых пород в процессе развития магматизма; разноуровневая цикличность магматизма.

В то же время современные подвижные пояса обладают рядом отличий от древних. К ним относятся: более резкая контрастность рельефа и одновременно менее интенсивная складчатость с широким развитием блоково-глыбовых структур и сопровождающаяся эпиорогенным рифтогенезом (Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс, восточная окраина Северной Америки, Андский пояс); менее протяженные во времени эволюционные циклы; меньшая роль офиолитовых ассоциаций; редуцированность подводного вулканизма и аспидно-сланцевых формаций; более широкое развитие наземных известково-щелочных серий с увеличением объемов андезитов; часто встречающаяся антидромная последовательность магматизма в отличие от преобладания гомодромной последовательности в древних поясах. Имеющиеся различия, очевидно, связаны с необратимой эволюцией Земли и свидетельствуют о некоторых ограничениях в применении принципа актуализма.

12. Магматизм является одним из главнейших факторов, вызывающих изменение состава, наращивание или деструкцию земной коры. Эти процессы совершаются непрерывно в истории Земли. При этом, если в СОХ магматизм играет конструктивную роль, наращивая океаническую кору, то в магматически активных структурах сложно построенных подвижных поясов синхронно развиваются конструктивные и деструктивные процессы. Конструктивные процессы свойственны ОД и континентальным вулканоплутоническим поясам АКО, где происходит наращивание континентальной коры. Средние и кислые магматические породы формируют "гранитный" слой, а мощность "базальтового" слоя увеличивается за счет базитовых кумулатов, комплементарных вулканитам (Conrad, Ray, 1984; Фролова, Злобин, 1986).

Деструктивный этап в этих структурах наступает при смене орогенеза эпиорогенным рифтогенезом. Вулканоплутонические поднятия расчленяются рифтогенными структурами, которые в ОД часто перерастают во внутридуговые и задуговые впадины. Деструкция континентальной коры происходит в окраинных и внутренних морях подвижных поясов и сопровождается недифференцированным базальтовым вулканизмом. При этом океаническая кора возникает в результате двух генетически различных процессов. Первый из них представлен рассеянным рифтогенезом и спредингом и сопровождается генерацией новой океанической коры. Второй процесс — замещение континентальной коры океанической (океанизация). Он сопровождается проседанием отдельных впадин на месте без сколько-нибудь значительного растяжения (тафрогенез). Его наличие доказывается непосредственным продолжением континентальных структур или их фрагментов с утоненной земной корой в акватории морей, срезанием этих структур на границе шельфа, наличием разломов, пересекающих впадины и обрамляющие их геоструктуры без видимого смещения. Океанизация — результат сложного комплекса процессов, не понятых до конца (см. гл. 5), однако геологические доказательства наличия океанизации несомненны (Фролова, 1997). В современных подвижных поясах имеются многочисленные примеры, иллюстрирующие различные стадии превращения тыловых впадин, начиная от утонения континентальной коры (Паннонская впадина, см. гл.7) и кончая ее замещением океанической с образованием малых океанических бассейнов (ОМ Западно-Тихоокеанской окраины,см. гл. 5).

13. Эволюция магматизма в магматогенных геоструктурах отражает процессы преобразования земной коры. Гомодромная последовательность магматических формаций осуществляется в условиях наращивания континентальной коры, сопровождаемого увеличением контрастности ее слоев, а антидромная является показателем ее разрушения и уменьшения в мощности, вплоть до преобразования в океаническую. На кайнозойском этапе развития Земли масштабы наращивания уступают деструкции. Это четко прослеживается на примере Западно-Тихоокеанской АО, где процесс деструкции интенсивен и захватывает в настоящее время и окраину Азиатского континента.

14. Существует закономерная направленность в процессах преобразования земной коры. Созидание мощной континентальной коры, способной аккумулировать эндогенное тепло, более эффективно, чем океаническая, приводит в случае подъема под ней мантийного диапира к разуплотнению и воздыманию континентальных блоков, что предопределяет в конечном счете их деструкцию. Созидание континентальной коры в истории Земли, таким образом, закономерно сменяется ее разрушением. Одним из доказательств является факт формирования около 75-80% континентальной коры в архее (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Шульдинер, 1982; и др.). Учитывая площадь постархейских подвижных поясов, где шло образование континентальной коры, становится ясным, что одновременно в процессе развития Земли происходило ее разрушение.

ЛИТЕРАТУРА

Аносов Г. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. О двух типах глубоководных желобов западной части Тихого океана//Тихоокеанская геология. 1983. N 1. C. 59-66.

Артюшков Е. В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 454 с.

Бабанский А. Д., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 213 с.

Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М: Наука, 1985. 221 с.

Балеста С. Т. Строение земной коры и магматические очаги областей современного вулканизма Камчатки/УДействующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 36–42.

Бейли Д. Плавление в глубинных зонах коры//Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 303–311.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М: Наука, 1989. 380 с.

Берсенев И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря//Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1979. С. 15-36.

Биндеман И. Н., Перчук Л. Л. Экспериментальное изучение механизма смешения магм при высоких **давлениях//Очерки** физико-химической петрологии. М.: Наука, 1991. С. 3-20.

Биндеман И. Н., Фролова Т. И. Окислительно-восстановительный режим формирования вулканических пород Курило-Камчатской дуги как индикатор их поперечной **зональности//Докл.АН** СССР. 1993. Т. 328, N 4. C. **490–493**.

Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, **1988**. 249 с.

Богатиков О. А. и др. Магматические ассоциации, формации, серии//Магматические горные породы. Эволюция магматизма в история Земли. М.: Наука, 1987. С. 7-17.

Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988.230 с.

Бурикова И. А., Коновалов Ю. И. Петрология базальтов Южного Новогебридского **желоба//Вестн**. Моск. ун-та. Сер. геол. **1991**. N 6. C. 52-64.

Васильев Б. И. Основные черты геологического строения **северо**западной части Тихого океана. Владивосток, 1988. 192 с.

Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 221 с.

Волобуев М. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. Глубинное строение Курильской островной дуги по данным свинцово-изотопных исследований//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1987. N 6. C. 23-35.

Волынец О. Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. **дис.** ... докт. геол.-мин. наук. М., 1993. 67 с.

Волынец О. Н., Хотин М. Ю., Дубик Ю. М. Включения **габб**ро-анортозитов в вулканических островных дугах и сравнение их с породами материков Луны//Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 199–234. Высоцкий С. В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток, 1989. 195 с.

Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.

Геология дна Филиппинского моря/Под ред. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980.261 с.

Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана/Под ред. И. Н. Говорова. М.: Наука, 1991. 259 с.

Геолого-геофизические исследования в Новогебридском регионе/Под ред. Б. И. Васильева. Владивосток, 1990. 266 с.

Геотраверз Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Марианский желоб. М.: Наука, 1991. **150** с.

Геотраверз Сихотэ-Алинь — Японское море — Тихий океан. М.: Наука, 1982. 53 с.

Гнибиденко Г. С., Хведчук И. И. Основные черты геологии Охотского моря.//История и происхождение окраинных и внутренних морей. Докл. 27-й сессии МГК. Т. 6, Ч. 2. М., 1984. С. 12–20.

Данюшевский Л. В., Соболев А. В., Кононова Н. Н. Возможности методов изучения магматических включений в минералах при исследовании **водосодержащих** примитивных мантийных расплавов на примере бонинитов желоба **Тонга//Геохимия**. 1991. N 12. C. 1711–1723.

Дмитриев Ю. И. Магматизм зоны краевой вал — глубоководный **желоб//Петрология** и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 187-207.

Дмитриев Л. В. и др. Петрохимические группы закалочных стекол **ТОР** (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах//Магматизм и тектоника. М.: Наука, 1990. С. 43–108.

Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 217 с.

Ермаков В. А., Волынец О. Н., Колосков А. В. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания **петрогенезиса**//Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 293-312.

Журавлев Д. 3. и др. Латеральные вариации изотопных отношений неодима и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение//Геохимия. 1985. N12. C. 1723— 1735.

Зверев С. М. и др. Микросейсмичность и глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шотландского региона//Исландия и срединно-океанический хребет (глубинное строение, сейсмичность и геотермия). М.: Наука, 1979. С. 83–119.

3 л о б и н Т. К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток, 1987. 149 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., **Кононов** М. В. Абсолютные реконструкции положения материков в палеозое и раннем мезозое //Геотектоника. 1987. N3. С. 16-27.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 189 с.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.:

Недра, 1979. 311 с.

Иванов Б. В. Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1990. 230 с.

Исландия и срединно-океанический хребет (геохимия). М.: Наука. 1978. 230 с.

Йодер Г. С, **Тилли** К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1955.248 с.

Кадик А. А., Луканин О. А., **Лапин** И. В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990.345 с.

Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 203 с.

Кашинцев Г. Л. Глубинные породы океанов. М: Наука, 1991. 277 с.

Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б., Соболев С. Ф. Магматические и метаморфические породы//Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 166-193.

Кириллова Г. Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток, 1992. 140 с.

Когарко Л. Н. Магматизм островов Мирового океана и неоднородность верхней мантии Земли//Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 113–121.

Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.262 с.

Колман Р. Г. Красное море: малый океанический бассейн, образованный континентальным растяжением и спредингом морского дна//История и происхождение окраинных и внутренних морей. Докл. 27-й сессии МГК. Т. 6. Ч. 2. М., 1984. С. 104–113.

Колосков А. В., **Волынец О.** Н., Пополитов Э. И. Минералогия и геохимия ультраосновных включений в четвертичных вулканитах Камчатки//Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983. С. 85-95.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Коновалов Ю. И. Вулканизм Японского моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1984. 28 с.

Короновский Н. В. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса)//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1994. N 1. C.35–48.

Короновский Н. В. Палеогеновый вулканизм в геологической истории Ближнего и Среднего Востока (статья вторая)//Вестн. Моск. унта. Сер. геол. 1979. N 3. С. 30–42.

Косыгин В. Ю. К проблеме регионального гравитационного моделирования тектоносферы Тихого океана и его переходных зон//Тихоокеанская геология. 1993. N 2. C. 12-20.

Краснов С. Г. и др. Гидротермальное оруденение на юге Восточно -Тихоокеанского поднятия//Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, N 1. С. 161-164.

Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверза Камчатка — Тихий океан//Тихоокеанская геология. 1985. N 6. C. 36–48.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Новоси-

бирск, 1989. 392 с.

Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, 1985. 198 с.

Куно Х. Серии изверженных пород//Химия земной коры. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 125-164

Ку но Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг//Окраины континентов и островные дуги. М.:Мир, 1970. С. 249-261.

Кутыев Ф.Ш., Шарапов В. Н. Петрогенезис под вулканами. М: Недра, 1979. 196 с.

К у ш и р о И. Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг// Петрология. Докл. 27-й сессии МГК. Т. 9. М.: 1984. С. 122-130.

Лазько Е. Е. Петрохимические типы и провинции гипербазитов Мирового **океана//Твердая** кора океанов (проект **"Литос")**. М.: Наука, 1987. С. 27-37.

Лапин Б. Н, Фролова Т. И. Атлас структур базальтов Мирового океана. Новосибирск, 1992. 259 с.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г. Гидротермы и руды на дне **океана//Металлогения** современных и древних океанов. М.: Наука, 1992. С. 5-14.

Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М: Наука. 1983. 194 с.

Луканин О. А., Луканин А. О. Изменение **окислительно-восста**новительного состояния водосодержащих базальтовых магм при их дегазации//Геохимия, 1990. Т. **315**, N5. C. 1233-1237.

Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.246 с.

Магматические горные породы. Классификация, **номенклатура**, петрография/Под ред. О. А. Богатикова. Ч. 1 и 2. М.: Наука, **1983**. 767 с.

Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории **Земли./Под** ред. О. А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 438 с.

Маракушев А. А. Магматическое замещение и его петрогенетическая **роль//Очерки физико-химической** петрологии. М.: **Наука**, 1977. С. **24–39**.

Маракушев А. А. Петрология. М.: Изд-во МГУ, 1988. 309 с.

Маракушев А. А., Безмен Н. И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: **Недра**, **1992. 315** с.

Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. М.: Непра, 1979. 211с.

М и л а н о в с к и й Е. Е. Кайнозойский орогенез Центральных **Анд//Тектоника**, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975. С. 76-164.

Милановский Е. Е. **Рифтовые** зоны континентов. М.: **Недра**, 1976. 276 с.

Милановский Е. Е. Тектоника Исландии/Исландия и срединноокеанический хребет (геоморфология, тектоника). М.: Наука, 1979. С. 56-207.

Милановский Е. Е. **Рифтогенез** и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской **геодинамике//Геотектоника**. 1991. N 1. C. 3-20.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Кайнозойский **оро**генный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: **Недра**, 1973. 280 с. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 4. С. 3-15.

Моисеенко В. Г., Сахно В. Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 190 с.

Молявко В. Г. Петрология позднекайнозойского магматизма Альпийского пояса юго-восточной Европы на примере Карпато-Динарского и Кавказского сегментов: Автореф. **дис.** ... докт. геол.-мин. наук. Киев, 1990. 39 с.

Молявко В. Г., Остафийчук И. М. Состав и морфология глубинных ксенолитов в эффузивах Центральных и Западных Карпат//Геологический журнал. N 3. Киев, 1987. С. 80-87.

Озеров А. Ю., Хубуная С. А. Химизм оливинов и пироксенов как показатель генетической связи глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана//Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Ч. 2. Владивосток, 1992. С. 37-41.

Паланджан С. А., Дмитриенко Г. Г. Петрохимические типы и геотектоническая позиция перидотитов офиолитовых **ассоциаций//Петро**логия гипербазитов и базитов. Новосибирск, 1990. С. 52-70.

Перчук Л. Л. Базификация как магматическое замещение//Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14. М.: Наука, 1987. С. 39-64.

Перчук Л. Л. Магматизм, метаморфизм и геодинамика. М.: Наука, 1993. 188 с.

Перчук Л. Л., Ваганов В. И. Температурный режим кристаллизации и дифференциации основных и ультраосновных магм//Очерки физико-химической петрологии. Вып. 7. М.: Наука, 1978. С. 142-174.

Перчук Л. Л., Фролова Т. И. Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий.// Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. N 6. С. 1436-1439.

Перчук Л. Л., Фролова Т. И. Причины разнообразия базальтовых серий/Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 9. С. 28–44.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей/Под ред. О. А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 335 с.

Пирс Дж. А., Липпард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции//Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.

Пискунов Б. Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 218 с.

Плошко В. В., Богданов Ю. А. Габбро-перидотитовая формация глубоководной впадины Романш (экваториальная **Атлантика**)//Петрология. Докл. 24-й сессии МГК. М.: Наука, 1972. С. 34-38.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной **дуги/Под** ред. Ю. М. Пущаровского. М.: Наука, 1992. 524 с.

Попов В.С. Смешение магм — важный петрогенетический процесс (обзор иностранной литературы)//Зап. ВМО. 1984. Вып. 2. С. 229-240.

Попов В. С., Семина В. А., Николаенко Ю. С. Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их **происхождение**//Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, **1987**. С. **143–231**.

Пущаровский Ю. М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 83 с. Пущаровский Ю. М. О трех парадигмах в геологии.// Геотектоника. **1995**. N 1.C. 4-11.

Разваляев А. В., Поникаров В. П. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза//Геотектоника. 1980. N 3. C. 3-16.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Рябчиков И. Д. Происхождение магм и причины их глобальной и региональной **эволюции//Магматические** горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. С. 2349-2390.

Рябчиков И. Д., Грин Д. Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококалиевых магм//Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978. С. 18-42.

Савельева С. Г. Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов//Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 105-128.

Сандерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых **бассейнах//Геология** окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102-133.

Сергеев К. Ф., Аргентов В. В., Биккенина С. К. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации//Тихоокеанская геология. 1983. N6. C. 3-12.

Силантьев С. А., Дмитриев Л. В., Закариадзе Г. С. Породы континентальной и древней океанической коры в Атлантическом океане: состав и возможная тектоническая позиция//Магматизм и тектоника океанов. М.: Наука, 1990. С. 143-168.

Соболев А. В., Данюшевский Л. В. Доказательство магматической природы **H**₂**O** и определение ее содержания в остаточном бонинитовом расплаве//Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, N 4. С. 962-966.

Соболев А. В., Никогосян И. К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и остров Реюньон (Индийский океан).//Петрология. 1994. Т. 2, N 2. С. 131–169.

Старицы на Г. Н., Томаковская Ю. И., Табунов С. М. Структурно-магматическое районирование базальтов центральной части Тихого океана//Твердая кора океанов (проект "Литое"). М.: Наука, 1987. С. 55-65.

Супруненко О. И., Авдиева Т. А. О связи ориентировки локальных складок Камчатки с горизонтальными движениями в Кроноцко-Крутогорской зоне субширотных разломов//Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, N 1.C. 166-169.

Сывороткин В. Л. Ликвационная природа алливалитовых нодулей в дацитовых пемзах вулкана Заварицкого на Курилах//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. N 3. C. 143-146.

Тейлор С. Р., **Мак-Леннон** С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 378 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, **1961**. 340 с.

Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм./Под ред. А. Д. Щеглова, С. С. Зимина. М.: Наука, 1991. 262 с.

Феногенов А. Н. Ксенолиты мантии или ультрамафитовые ликваты щелочно-базальтового **расплава//Вестн.** Моск. ун-та. Сер. геол. **1993**. N 2. C. 50-54.

Федотов С. А. О механизме вулканической деятельности на Камчатке, Курило-Камчатской дуге и в сходных **структурах//Действующие** вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 18-29.

Фролова Т. И. Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1991. N 1. C. 3-20.

Фролова Т. И. Магматизм подвижных поясов и океанов. Сравнение и выводы.//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, Вып. 4. С. 4-19.

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Островодужный кислый вулканизм и его геологическое **значение**//**Тихоокеанская** геология. 1991. N 3. C. 11-19.

Фролова Т. И, **Буриков**а И. А. Андезитовый вулканизм в истории Земли.// Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. **1992.** Т. 4. С. **3–17**.

Фролова Т. И., **Гущин** А. В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. **1981**. N 4. C. 3-16.

Фролова Т. И., Дриль С. И. Андезитовый вулканизм островных дуг и его геологическое значение//Тихоокеанская геология. 1993. N 3. C. 3-14.

Фролова Т. И, 3 л о б и н Т. К. Новые данные о глубинном строении южной части Курильской островной дуги и некоторые петрологические следствия.//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1987. N 1. С. 3-15.

Фролова Т. И., **Коновалов**Ю. И. Вулканизм Японского моря как индикатор его **обрамления//Вестн. Моск.** ун-та. Сер. геол. 1985. N 4. C. 54-74.

Фролова Т. И., Митрейкина О. Б., Кононова Н. И. Дифференцированные базальтовые включения в базальтах океанических островов//Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 146-160.

Фролова Т. И., Перчук Л. Л. Вулканизм океанических островов и островных дуг (сравнительная характеристика, условия генерации и эволюции магм)//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1982. N 6. C. 27-39.

Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А, Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 250 с.

Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой дуги).//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1974. N 4. C. 20-36.

Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Орленок В. В. Основные черты строения и эволюции Южных Антил и моря Скоша.//Геотектоника. 1974. **N 3.** C. 99-111.

Фролова Т. И. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 260 с.

Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI в.). М.: Наука, 1994. 189 с.

Харин Г. С. Роль магматизма в формировании земной коры, седиментогенезе и рудогенезе в Атлантике: Автореф. **дис.** ... докт. геол.-мин. наук. 1989.48 с. Хворова И. В. Два типа тихоокеанских талассогенов и их осадочные образования. М.: Наука, 1993. 88 с.

Хотин М. Ю. и др. Изотопный состав стронция в анортитсодержащих включениях вулканитов Камчатки и породах фундамента//Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, N 5. С. 1222-1225.

Цветков А. А., Волынец О. Н., Бейли Дж. Шошониты Курило-Камчатской островной дуги. Петрология. 1993. Т. 1, N 2. С. 123-151.

Чои Д. Японская котловина как тектонический трог//Тихоокеанская геология. 1986. N 6. C. 24-34.

Шараськин А. Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 275 с.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной тектоники. М.: Недра, 1968. 229 с.

Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978.301 с.

Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М: Недра, 1982. 223 с.

Щеглов А. Д., Курносое В. Б., Говоров И. Н. Гидротермальные преобразования базальтовой коры и металлогения Тихого океана//Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 92-96.

Щека С. А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.

ЩекаС.А., Кулинич Р. Г., Высоцкий С.В. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море//Докл.АН СССР. 1986. Т. 286, N 2. С. 417–421.

Э в а р т А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 19-98.

A II e g r e C. J. et al. Statistical analysis of isotopic rations in MORB: the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle//Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 71. P. 71-84.

Anderson D. L. The depth of mantle reservoirs //Magmatic Processes: Physicochemical Principles/Ed. B.O.Mysen. The Geochemical Society, Special **Publ.** 1987. N 1. P. 3–11.

Aramaki Ui. T. Japan//Andesites/Ed. R.S.Thorpe. 1982. Sohn Wiley 8. P. 259-291.

A r c u 1 u s R. J. New concepts of arc **volcanism** and tectonics from recent ocean drilling program results//Ancient volcanism modern and analogues. Abstracts. Canberra, **1993**.

A r c u l u s R. J., W i II s K. J. A. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Arc.//J. Petrol. 1980. Vol. **21**. P. 749-799.

A u m e n t o F. Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at ⁴⁵N//Science. 1969. Vol. 165, N 3898. P. 1112–1113.

Bacon C. R. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks//J. Geophys. Res. 1980. Vol. 91, N 6. P. 6091-6112.

Bailey J. C, Larsen O., Frolova T. I. Strontium isotope variation in Lower Tertiary-Quaternary volcanic rocks from the Kurile island arc//Contrib. Mineral. Petrol. 1987. N 534. P. 155-165. Bailey J. C, Frolova T. I., Burikova I. A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts//Contrib. Mineral. Petrol. 1989 Vol. 102. P. 265-280.

Baker P. E. Volcanism at destructive plate margins//J. Tarth Sci. Leeds. 1973. Vol. 8. P. 183-195.

Barberi F. R. et al. A transishinal basalt — pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar rift)//J. Petrol. 1975. Vol. 16, N I. P. 22-56.

Barberi F. R., Santacroe R., Varet J. Chemical aspects of rift magmatisnV/Continental and oceanic rifts/Ed. **G.Palmason**. Washington, 1982. P. 223-258.

Barton M., Salter V. J. M., Huijsmans J. P. P. Sr-isotope and trace element evidence for the role of continental crust in **calc-alkaline** volcanism on **Santorine** and **Milos**, Aegean Sea, **Greece//J.Earth** and **Planet.Sci.Lett.**, 1983. Vol. **63**. P. 273-291.

B a t i z a R. Abundances, distribution and sizes of volcanoes in the Pacific ocean and implications for the origin of non-hot-spot volcanoes//J. Earth. Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 60. P. 195-206.

Beccaluva I., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean flood and island arc tholeiites-application to some ophiolites//Can.J.Earth.Sci. 1979. Vol. 16, N 9. P. 1874–1882.

Bender J., Hodges F., Bence A. Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS: experimental study from 0 to 15 kbarsV/Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41, N 3. P. 277-302.

BloomerS. H., Hawkins J. W. Gabbroic and ultramafic rocks from Mariana trench: an island arc ophiolite//The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands/Ed. D.E. Hayes. Washington, 1983. Pt. 2. P. 294-317.

Bonatti E., Honnorez J. Section of the Earth's crust in the equatorial Atlantic//J.Geophys. Res. 1976. Vol. 81. N 23. P. 4104–4116.

Brown G. M. et al. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic arc// Geochim. and Cosmochim. Acta. 1977. Vol. 41, P. 785-801.

Bryan W. B. Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: petrologic implications//Contrib.Mineral.Petrol., 1983. Vol. 83. P. 62-74.

Bryan W. B. et al. Inferred settings and differentiation in basalts from the deep sea drilling **project//J**. Geophys. Res. 1976. Vol. **81**, P. 4285-4304.

Bubnov S. N., Goltzman Yu. V. The problem of the genesis of quaternary volcanic rocks of the Great Kaukasus according to Sr and Nd isotopic data// IAVCEI. Abstract. Ankara, 1994. P. 105-106

Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents//J. Petrol. 1964. Vol. 5. P. 310-357.

Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen I. Igneous petrology. N.Y., 1974. 739 p.

Cawthorn R. G., O'Hara M. J. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis//Am. J. Sci. 1976. Vol. 276. P. 309-329.

Chen W. P., Molnar P. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere//J.Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 4183–4214.

Conrad W., Kay R. Ultramafic and inclusions from Adah island. Crysta-

llisation history and implications for the nature of primary magmas and cristal evolution in the Aleutian arc//J. Petrol. 1984. Vol. 25, Pt. 1. P. 2088–2125.

D a v i d s o n J. P. Isotopic and trace element constraints on the petrogenesis of subduction related lavas from Martinique, Lesser Antilles//J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, P. 5943-5962.

Davidson J. P. Modification of island arc magmas by crustal contamination; implication for mantle **sources//IAVCEI**. Ankara, 1994. P. 205

Davies G. R., Macdonald R. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha basalt-rhyolite complex: combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints//J.Petrol. 1987. Vol. 28. P. 1009–1031.

Dickinson W. R. Potash-depth (K-H) relations in continental margin and intra-ocean magmatic arcs//Geology. 1975. N 3. P. 53-56.

D r i 1 S. 1. et **al**. Petrology and geochemistry of back-arc and fore-arc basalts (Lau, Manus, Woodlark basins)//Abstracts 29-th 1GC, Kyoto, 1992. Vol. 2/3. 546 p.

D u n g a n M. A. et al. Open system magmatic evolution of the Taos plateau volcanic field, northern New Mexico: the petrology and geochemistry of the Servilleta **basalt**//J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 5999-6028.

Dupre B., Allegre C J. Pb-Sr isotopic variations in Indian ocean basalts and mixing phenomena//Nature. 1983. Vol. 303. P. 142-146.

Eissler H. K., Kanamori H. Depth estimates of large earthquakes on the island of Hawaii since 1940//J. Geophys. Res. 1986. Vol. **91**. P. 2063-2076.

Eos. Transactions of the American Geophysical Union. 1988. Vol. 69, N 39. 874 p.

Ewart A., Bryan W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongein islands//Bull. **Geol. Soc.** Am. 1972. Vol. 83. P. 3281-3298.

Ewart A., Stipp J. J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island New Zealand as indicated by a study of ⁵⁸⁷Sr/⁵⁸⁶Sr ratios and Sr, Rb, K, U and Th abundances//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1968. Vol. 32, N 5. P. 699-735.

Frey F. A. The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake crater, Oahu, Hawaii: trace element evidence//Am. J. Sci. A. 1980. Vol. 280, Pt. 2. P. 427-449.

F uj i i T., S c a r fe C. M. Compositions of liquida coexisting with spinel berzolite at 10 kbar the genesis of MORB's//Contrib.Miner.Petrol. 1985. Vol. 90, N 1. P. 18-28.

Gill J. B. Orogenic andesites and plate tectonics//Spriger Verlag, Berlin, 1981.538 p.

Geology of the Northern Pilippine Sea /Ed. T.Shiki. Japan, 1981. 345 p.

Green T. H. Garnet in silicic liquids and its possible use as P-T indicator//Contrib. Miner. Petrol. 1977. Vol. 65, N 1. P. 59-69.

Harmon R. S. et al. Regional O, Sr and Pb isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera//J. Geol. Soc. Lond. 1984. Vol. 141. P. 803-822.

Hawkesworth C. J. Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins//Andesites/Ed. R. S. Thorpe. 1982. P. 549-571.

Hawkins J. W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin//Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28, N 3. P. 283-297.

Hedge C. E., Noble D. C Upper Cenozoic basalts with high ⁵⁸⁷Sr/⁵⁸⁶Sr and Sr/Rb ratio, Southern Great Basic Western^{United} States//Bull. Geol. Soc. Am. 1971. Vol. 82, N 12. P. 27-49/

Hickey R. L., Frey F. A., Gerlach D. C Multiple sources for basaltic arc rocks from the southen volcanic zone of the Andes (34-41°S): trace element and isotopic evidence for contribuutions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust//J.Geophys.Res. 1986. Vol. 91, P. 5963-5983.

Hofmann A. W., White W. M. Mantle plumes from ancient oceanic crust, E.P.S.L. 1982. Vol.57. P. 421-436.

Holloway J. R., Burnham C W. Melting relation of basalt with equilibrium water pressures less than total pressure//J.Petrol. 1972. Vol. 73. P. 1-29.

Houseman G. Large aspect ratio convection cells in the upper mantle// Geophys. J. R. Astron. Soc. 1983. Vol. 75. P. 309-334.

Hughes C J. Igneous petrology. N.Y., 1982. 340 p.

Initial report of the deep sea drilling project. 1980, 1981, 1982. Vol. 58, 59, 60.

Irvine T. E. Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting//The evolution of igneous rocks (fiftieth anniversary pershectives). Princeton, 1979. 32 p.

Jakes P., Miayke Y. Magma in forearcs: implication for ophiolite generation//Tectonophysics, 1984. Vol. 106. P. 349-358.

Jakes H., White A. J. K. Major and trace element abudances in volcanic rocks of orogenetic areas//Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 1. P. 29-40.

James D. E. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes// Bull. Geol. Soc. Am. 1971. Vol. 82, N 12. P. 3325-3346.

Jaques A. L., Green D. H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kbar pressure and the genesis of tholeitic basalts//Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol.73. P. 287-310.

Jones P. W. Petrology and age of the Ehiopian Trap basalts//Unpubl. Ph D thesis, Univ. Leeds, UK. 1976.

Karig D. E. Structural history of the Mariana island arc system//Bull. Geol.Soc. Am. 1971. Vol. 82. P. 323-354.

Kay S. M. et al. Probing the evolving Andean lithosphere: mid-late tertiary magmatism in Chile (29-30° 30' S) over the modern zone of ubhoizontal subduction//J. Geophes. Res. 1987. Vol. 92, NB 7. P. 6173–6189.

Keen C. E. The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces//Geophys. J. R. Astron. Soc. **1985**. Vol. 80. P. 95-120.

Keleman P. B., **Shimizu** N., Dunn T. Relative depletion of Nb in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during **melt/rock** reaction in the upper mantle//Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 120. P. 111-134.

Keskin M., Pearce J. A. Trace element and isotope systematics of collision-related volcanism on the Erzurum Kars Plateau, North-Eastern Turkey //IAVCEI. Abstract. Ankara, 1994. 1 p.

K 1 e r K x J. et al. Strontium isotopic composition and trace element data

on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1977. Vol. 2, N 1. P. 49-71.

Knittle E., Jeanloz R., Smith G. L. Thermal expansion of silicate perovskite and stratification of the Earth's mantle//Nature. 1986. Vol. 319. P. 214-215.

KoyguchiA., Sunagawa I. A model for mixing basaltic and dacitic magma as deduced from experimental data//Ibid. 1985. Vol. 89. P. 17-23.

Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas//Bull. Volcanol. 1959. Vol. 20. P. 37-76.

Kushiro I. Melting of hydrous mantle and possible generation of andesitic magma: an approach from synthetic systems//Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 22, N 4. P. 294-299.

Kyser T. K, Cameron W., Nisbet E. Boninite petrogenesis and alternation history: constrains from stable isotope compositions of boninites from Cape Vogel, New Caledonia and Cyprus//Contrib. Miner.Petrol. 1986. Vol. 93. P. 222-226.

Kyser T. K., O'Neil J. J., Carmichae I I. S. E. Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: evidence from oxygen isotope compositions //Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 81. P. 88-102.

Le Maitre R. W. The chemical variability of some common igneous rocks //J.Petrol. 1976. Vol. 17. P. 589-637.

Le Roex A. P. et al. Petrology and geochemistry of basalts from the westward influence of the Bouvet mantle plume//Contrib.Mineral.Petrol. 1985. Vol. 90. P. 367-386.

Letouzey J. M., **Kimura** M.Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a backarc basin developed in a continent//Marine and Petrol. Geol. 1985. Vol. 2, N 1. P. 111–130.

Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiien lavas//Contrib. Hawaii Geophys. Year. 1968. P. 477-522.

M a c d o n a l d R. Quaternary peralkaline silicic rocks and caldera volcanoes of Kenya//Alkaline igneous rocks/Ed. J. G. Titton, B. G. Upton. Geol. Soc. Sp.Publ. 1987. Vol. 30. P. 313-333.

Macdonald R. et al. Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites Nai-vasha, Kenya rift valley//J.Petrol. **1987**. Vol. **28**, N 6. P. 979-1008.

M a r c h e v R. et al. Crustal thickness (CT) control on the Sr, Nd and Oisotopic variation in Macedonean-Rhodope-North Aegean magmatic belt (MRNAMB)//IAVCEI. Ankara, 1994. P. 201-202.

Mason G. H. The mineralogy and textures of the Coastal Batholith, Peru //Magmatism at a plate edge/Eds. W. S. Pitcher. et al. London, 1985. P. 156–166.

Matsuhisa Y. Oxygen isotopic composition of volcanic rocks from the East Japan island arcs and their bearing on petrogenesis//J. Volc. Geotermal. Res. 1979. Vol. 5. P. 271-296.

M e 1 s o n W. G. et al. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian ocean sea-floor spreading centres//The geophysics of the Pacific ocean basin and margin/Ed. D. C Washington. Am. Geophys. Union. 1976. P. 35-367.

M e ij e r A. Primitive arc **volcanism** and a boninite series: examples from Western Pacific island arc//The tectonic and geologic evolution of Southeast

Asian seas and islands/Ed. D. E. Hays. 1983. P. 269-282.

Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic settling//Ann. Res. Earth and Planet. Sci.Calif. 1975. Vol. 3. P. 251–269.

Moberly R., Campbell J. F. Hawaiian hotspot volcanism mainly during geomagnetic normal intervals//J. Geol. 1984. Vol. 12. P. 459-463.

M o h r P. Musings on continental rifts//Continental and oceanic rifts/Ed. G. Palmason. Washington, 1982. P. 293-309.

Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions// AAPG. Bull. 1972. Vol. 56. P. 203-213.

Murata K. J., Richter D. H. Chemistry of the lavas of the 1959-1960 eruption of Kilauea volcano, Hawaii//U. S. Geol. Survey Prof. Paper. 537-A. 1966.26 p.

Mysen B. O., Boettcher A. Z. Melting of a hydrous mantle//J.Petrol. 1975. Vol. 16. P. 520-593.

Nicolas A., Boudier F., Bouchez J. L. Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environment //Am. J. Sci. 1980. Vol. 280, Pt. **1. P.** 192-210.

Nicholls J. A., Sukhyar R. Influences on the diversity of arc magmas: examples from the volcanoes of Java, Indonesia//IAVCEI. Abstract. Ankara, 1994. 75 p.

Nixon G. T. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccihuatl volcano, Mexico: **II.Chemical** stratigraphy, magma mixing and the composition of basaltic magma **influx//J.Petrol**. 1988. Vol. 29, N 2. P. **265–331**.

N u r A., **B e n - A v r a h a m**Z. Oceanic plateaus the fragmentation of continents and mountain **building//J**. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. P. **3644–3661**.

O c a 1 a L. C, M e y e r R. T. Crustal low velosity zone under the Peru-Bolivia Altiplano//Geophys. J. R. Astron. Soc. 1972. Vol. 30. P. 199-200.

O' Hara M. J. Arc ocean floor basalts primary magma?//Nature. 1968. Vol. 220, N 5168. P. 683-686.

O'Nions R. K., Pankhurst R. J. Secular variation in the Sr-isotope composition of Icelandic volcanic rocks//Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 2, N6. P. 195-210.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma//Am. J. Sci. 1959. Vol. 257. P. 609-647.

P e a r c e J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries//Andesites/Ed. R. S. Thorpe. London, 1982. P. 526-547.

Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determinated using trace element analyse//Tarth and Planet. Sci. ett. 1983, N 19. P. 290-300.

Pearce J. A., Serri G., Innocenti F. Distribution, mechanism and chemical characteristic of collision magmatism//IAVCEI. Abstract. Ankara, 1994. 91 p.

Perchuk L. L., **Kushiro** I. Experimental study of the **sistem** alkali basalt-water up to pressure 20 kbar in respect of estimation of H_2O content in the original magmas beneath the arcs//Geol. **Zb-Geol**. Carpathica. 1985. Vol. 36. P. 359 - 368.

Pichler H., Zeil W. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes//Bull.Volcanol. 1972. Vol. 35, N 2. P. 424-452.

Presnall D. C. et al. Generation of mid-ocean ridge tholettes//J. Petrol. 1979. Vol. 20, N 1. P. 3-35.

Price R. C. et al. Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya//Contrib. Mineral. Petrol. 1985. Vol. 89. P. 394-409.

Ramberg H. Mantle diapirism and its tectonic and magmogenetic consequeces//Phys. Earth. Planet. Inter. 1972, N 5. P. 45-60.

Ringwood A. E. The petrological evolution of island arc system//J. Geol. Soc, Lon. 1974. Vol. 130. P. 183-204.

Ryan M. P., Koyanagi R. Y. Fiske R.S. Modeling the three-dimensional structure of macroscopie magma trasport systems: application to Kilauea volcano, Hawaii//J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 711-729.

Sakuyama M. Petrological study of the Myoko and Kurohima volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing//J. Petrol. 1981.Vol. 22, Pt. 4. P. 553-583.

Saunders A. D., Tarney J. The geochemistry of basalts from a backarc spreading centre in the East Scotia Sea//Geochim. and Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43. P. 555-572.

Schilling J. G. Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic ridge axis from 79°N to 0°N//The geology of North America. Wash., 1986. Vol. M. P. 137-152.

S c h illin g J. G. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N//Amer. J. Sci. 1983. Vol. 283, N 6. P. 510–586.

Sen G. Composition of basaltic liquids generated from a partially depleted lherzolite at 9 kbar pressure//Nature. 1982. Vol. 299. P. 336-338.

Shibata K., Ishihara S. Initial ⁵⁸⁷Sr/⁵⁸⁶Sr ratios of plutonic rocks from Japan //Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 70. P. 381–390.

Sun S. S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs//Phil. Trans. R. Soc.Lond. 1980. Vol. A297. P. 409-445.

Sugimura A. Multipe correlation between composition of volcanic rocks and depth of earthquake foci//The Western Pacific, island arcs, marginal seas and geochemistry/Ed. P. Coleman. Perth: Western Australia University press. 1973. P. 471-482.

Sugimura A. et al. Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic material in Japan.//Bull. Volcanol. 1963. Vol. 26. P. 125-163.

S y m o n d s R. B. et al. Volatilization, transport and sublimation of **me**talic and nonmetalic elements in high temperature gases at Merapi volcano, Indonesia//Geochim. and Cosmochim. Acta. 1988. Vol. **31**, N 8. P. 2083-2103.

Takahashi E. Genesis of **calc-alcaline** and esite magma in a hydrous mantle-crust boundary: petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga Penincula, Northeast Japan//J.Volcanol. and Geoterm.Res. 1986. Vol. 29. Pt. 2. P. 355-395.

Takahashi E., **Kushiro** 1. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis//Am.Mineral. 1983. Vol. 68, N 9/10. P. 859-879.

Tatsum i Y. Origin of subduction zone magmas based on experimental petrology//Phisical Chemistry of Magma. Spriger-Verlag. **1991**. Vol. 9. P. 268-301.

T e r a F. et al. Sediment incorporation in island arc magmas: inferrences

from ¹⁰Be//Ceochim. and Cosmochim. Acta. 1986. Vol. 50. P. 535-550.

Thirlwall M. F. Graham A.M. Evolution of high-Ca, high-Sr Cseries basalt from Grenada, Lesser Antilles: The effects of intra-crustal contamination// J. Geol. Soc. Lond. 1984. Vol. 141. P. 427-445.

ThompsonG. A., Bur K D. B. Plate and direction of spreding in Dixie Valley, Basin and Range Province, Nevada//Bull. Geol. Soc. Amer 1973. Vol. 84, N 2. P. 627-632.

Thorpe R. S., Francis P. W., O'Callaghan L. Relative roles of source composition, fractional crystallisation and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks//Phil. Traus. R. Soc. Lond. 1984, N A310. P. 675-692.

Turcotte D. L., Oxburgh E. R. Intra-plate volcanism//Phil. Traus. R. Soc. Lond. 1978. Vol. A288. P. 561-579.

Umino S. Magma mixing in boninite sequence of Chichijima, Bonin islands//J. Volcanol. Geoterm. Res. 1986. Vol. 29. P. 125–157.

U to Kozo. Variation of Al_2O_3 content in late cenozoic Japanese basalts:a re-examination of Kuno's high-alumina basalt//J. Volcanol. Geoterm. Res. 1986. Vol. 29. P. 397–411.

Volcanism in Hawaii//United States Geol. Survey Prof. paper. 1987. Vol. 1,2. 350 p.

Vollmer R., Norry J. Possible origin of K-rich volcanic rocks from Virunga, East Africa, by metasomatism of continental crustal material: Pb, Nd and Sr isotopic evidence//Earth. Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64. P. 374-386.

Watts A. B. et al. A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamound chain//Nature. 1985. Vol. 315. P. 105–111.

We d e p o h 1 K. Tholeitic basalts from spreading ocean ridges: the grouth of the oceanic crust//Naturwissenchaften. 1981. Vol. 68. P.26–52.

We n d 1 a n d R. F., Mysen B. O. Melting phase relations of natural peridotite + CO₂ as a function of melting at 15 and 30 kbar//Am. Mineral. 1980. Vol. 65. P. 37-44.

White W. M., Dupre B. Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: isotopic and trace element contraints//J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, NB 6. P. 5927-5941.

White W. M. et al. Isotopic geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt//J. Gephys. Res. 1987. Vol. 92. P. 4881-4893.

White W. M., Schilling J. G. The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic ridge basalts from the central north Atlantic//Geochim. and Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 1501–1516.

White C. M., McBirney A. R. Some quantitative aspects of orogenic volcanism in the Oregon Cascades//Geol. Soc. Am. Mem. 1979. Vol. 152. P. 369-388.

Wilkinson J. F. G. The genesis of mid-oceanic ridge basalts//Earth. Sci. Rev. 1982. Vol. 18. P. 1-57.

Wilson M. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. London, 1988.465 p.

Wood D. A. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-oceanic ridge basalt from geochemical evidence//.!. Geol. 1979. Vol. 7. P. 499-503.

Woodhead J. D., Fraser D. G. Pb, Sr and ¹⁰Be isotopic studies of volcanic rocks from the Northern Mariana islands. Implications for magma genesis and crustal recycling in the Western Pacific//Ceochim. and Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49. P. 1925-1930.

Woodhouse J. L, Dziewonski A.M. Mapping the upper mantle: three dimensional modelling of Earth structure by inversion of seismic wave-form//J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 5953-5980.

Wyllie P. J. Experimental limits for melting in the earth's crust and upper mantle//Struct. and Phys. Propert. Earth's Crust. Washington. 1984. P. 279-300.

Yagi K., Takeshita H. Impact of hornblende crystallisation for the genesis of calc-alkaline andesites//Magmatic prosses. Physico-chemical principles/Ed. B. O. Mysen. 1987, N 1. P. 1839–1891.