

Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Л. И. ДЕМИНА

МАГМАТИЗМ КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА» ДОН



Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова
Геологический факультет

Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Л. И. ДЕМИНА

МАГМАТИЗМ КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВOK

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

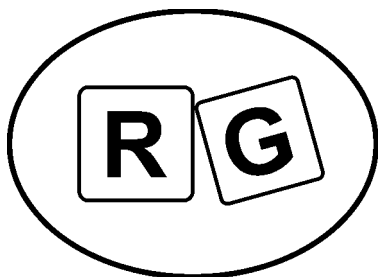
Рекомендовано УМО по классическому университетскому
образованию в качестве учебного пособия для студентов,
обучающихся по направлению 020300—«Геология»



УНИВЕРСИТЕТ
классический курс

Москва

68



68

ISBN 978-5-98227-777-0

553(075.8)
26.324 73

ISBN 978-5-98227-777-0 © - 4 >, 2011

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	6
------------------	---

ЧАСТЬ I ВВОДНАЯ

Глава 1. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок	8
1.1. Роль глубинной дифференциации вещества для геодинамики	8
1.2. Понятие о геохимических трассерах или метках.....	10
Глава 2. Магматические ассоциации, комплексы, формации, серии.....	14
Глава 3. Первичные магмы и их эволюция	21
3.1. Основные типы первичных магм.....	21
3.2. Эволюция первичных магм	23

ЧАСТЬ II МАГМАТИЗМ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Глава 4. Магматизм континентальных рифтов.....	26
4.1. Классификации континентальных рифтов.....	26
4.2. Модели континентального рифтогенеза	31
4.3. Магматизм континентальных рифтов	35
4.4. Палеогеодинамические следствия	44
Глава 5. Магматизм срединно-океанических хребтов	45
5.1. Типы срединно-океанических хребтов	45
5.1.1. Быстросрединговые срединно-океанические хребты	47

5.1.2. Медленноспрединговые срединно-океанические хребты	49
5.1.3. Малые спрединговые системы.....	50
5.2. Магматические породы срединно-океанических хребтов	51
5.3. Сегментация срединно-океанических хребтов.....	54
5.4. Роль трансформных разломов в магмогенезе	60
5.5. Стросение океанической коры	62
5.6. Следствия для палеогеодинамического анализа.....	63
Глава 6. Магматизм островных дуг	66
6.1. Типы островных дуг и их развитие	66
6.2. Строение островных дуг	70
6.3. Петрохимическая и геохимическая зональность островных дуг	74
6.4. Магматические серии островных дуг.....	78
6.5. Палеогеодинамические следствия	88
Глава 7. Магматизм задуговых бассейнов.....	90
7.1. Типы задуговых бассейнов.....	90
7.2. Модели раскрытия задуговых бассейнов	96
7.3. Особенности магматизма задуговых бассейнов	99
7.4. Следствия для палеогеодинамического анализа.....	104
Глава 8. Магматизм активных континентальных окраин андского типа.....	107
8.1. Строение андской активной окраины.....	107
8.2. Особенности магматизма	114
8.3. Палеогеодинамические следствия	123
Глава 9. Магматизм коллизионных зон	124
9.1. Типы коллизионных обстановок	124
9.2. Магматизм коллизионных обстановок.....	130
9.2.1. Аккреционный магматизм	132
9.2.2. Коллизионный магматизм	134
9.3. Модели коллизионного магматизма.....	142
9.4. Следствия для палеогеодинамического анализа.....	146

Глава 10. Внутриплитный магматизм	148
10.1. Внутриплитный магматизм и мантийные плюмы.....	148
10.2. Магматизм локальных горячих точек.....	151
10.3. Большие магматические провинции	160
10.4. Соотношения тектоники плюмов и тектоники литосферных плит.....	178
10.5. Следствия для палеогеодинамического анализа.....	186

ЧАСТЬ III

ДИАГНОСТИКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ПО МАГМАТИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ-ИНДИКАТОРАМ

Глава 11. Магматические комплексы-индикаторы геодинамических обстановок	188
Глава 12. Применение петролого-геохимических методов для целей палеогеодинамического анализа	200
12.1. Диагностические диаграммы геодинамических обстановок	200
12.2. Мультиэлементные диаграммы и спектры редких земель.....	204
12.3. Последовательность анализа химического состава магматических пород	207
Литература.....	210

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу данного пособия положено содержание занятий, проводимых для студентов и магистрантов кафедр динамической геологии, региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ им М. В. Ломоносова. На занятиях авторы ставили своей задачей, с одной стороны, обобщить и проанализировать наиболее важные факты и идеи о связях тектоники и магматизма, выявленных для современных геодинамических обстановок, а с другой — показать возможности использования магматизма для целей палеогеодинамического анализа. Осуществление этой задачи сопряжено с объективными трудностями, связанными со сбором и обработкой разнообразной информации из многих областей геологической науки: региональной геологии, тектоники и геодинамики, петрологии, геохимии и др. а также с изложением материала в определенной логической последовательности и доступной форме для студентов-геологов, не обладающих углубленными знаниями по геохимии и петрологии магматических пород.

В пособии показаны возможности актуалистического подхода к интерпретации связей магматизма, тектоники и геодинамики, трудности интерпретации и нерешенные вопросы. Особое внимание уделено магматическим комплексам — индикаторам различных тектонических и геодинамических обстановок. Рассматриваются главные типы диагностических диаграмм: их возможности, основные ограничения и корректное использование для целей палеогеодинамического анализа.

Пособие состоит из трех частей. В первой из них обсуждаются общие вопросы, касающиеся связей магматизма и тектоники, а также роли магматизма как индикатора геодинамических обстановок, даются понятия о магматических ассоциациях, комплексах, сериях, формациях.

Во второй части рассматриваются особенности магматизма современных геодинамических обстановок: континентальных рифтов, срединно-океанических хребтов, островных дуг и задуговых

бассейнов, активных окраин андского типа, коллизионных зон, горячих точек. Для каждой из них детально рассматриваются наиболее характерные магматические серии и особенности химического состава (петрохимического, микроэлементного, редкоземельного, изотопного) магматических горных пород, что необходимо для распознавания их древних аналогов. Большое внимание уделено тектонической и петрохимической зональности в пределах геодинамических обстановок, обсуждению моделей магмогенеза, термодинамических условий зарождения и эволюции первичных магм. Текст данной части иллюстрирован большим количеством рисунков, в том числе и диаграмм распределения микроэлементов и редких земель, построенных авторами.

В третьей части даны технологические рекомендации, касающиеся использования диагностических характеристик магматических пород для целей палеогеодинамического анализа.

В конце пособия приведен список литературы, включающий основные монографии и статьи, в которых заинтересованный читатель может найти ссылки и на другие источники, не упомянутые в тексте.

ЧАСТЬ I

ВВОДНАЯ

ГЛАВА 1

МАГМАТИЗМ КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

1.1. РОЛЬ ГЛУБИННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА ДЛЯ ГЕОДИНАМИКИ

Магматизм является одним из основных проявлений глубинной активности Земли. Он непосредственно связан с ее развитием, начиная с самых ранних эпох становления Земли как планеты, ее тепловой историей и тектонической эволюцией. Магматизм включает в себя процессы генерации магмы, ее дальнейшей эволюции, перемещения, взаимодействия с вмещающими породами и затвердевания. Магматизм, являясь следствием процессов глубинной дифференциации вещества Земли, играет решающую роль при формировании земной коры. Например, в спрединговых зонах океанов и некоторых задуговых бассейнов формируется кора океанического типа. Над зонами субдукций в пределах островных дуг и активных окраин андского типа формируется и наращивается континентальная кора.

Процесс глубинной дифференциации вещества земных недр протекает непрерывно и определяет разделение Земли на оболочки, отличающиеся химическим составом. Это — алюмосиликатная земная кора, магнезиально-силикатная мантия и металлическое

ядро. Этот процесс является также главным при формировании океанической и континентальной коры. Поскольку земная кора формируется в результате взаимодействия литосферных плит, то совершенно очевидно, что движение литосферных плит происходит в том числе и благодаря процессам глубинной дифференциации вещества Земли. Особенности поведения химических элементов в ряду глубинной дифференциации вещества Земли объясняются прежде всего физико-химическими свойствами определенных элементов: величиной потенциалов ионизации и размерами ионных радиусов. С. С. Шульц и др. (1991) подразделяют их на четыре группы: центробежные; центробежные летучие; центростремительные химические элементы и элементы-океаниты (рис. 1.1).

Элементы первой группы характеризуются наиболее крупными ионными радиусами и низкими потенциалами ионизации. Они накапливаются во внешней оболочке Земли и носят название литофильных. Это U, Th, K, Rb, Cs, Sr, Ba, Be, REE. К слабым центробежным элементам относятся также Al, Na, Si, B, Li, Zr, W, Hf, Sn, Pb.

К летучим центробежным элементам относятся C, O, H, P, N, S, F, Cl, Br, J, As, Se, Te, Hg. Содержания их в верхней мантии существенно ниже, чем в хондритах, но они накапливаются в земной коре и особенно в биосфере Земли.

Центростремительные элементы непрерывно вытесняются из внешней оболочки Земли. Их содержания в металлических метеоритах достаточно высоки, что свидетельствует о концентрации их в ядре Земли. Они характеризуются малыми ионными радиусами. Это Fe, Ni, Cr, Mg, Cu, Zn, Mn, Au, Ag, Pt, Os, Ir, Re, Ru, Pd.

К элементам-океанитам относятся Ca, Ti, V и Sc. Эти элементы накапливаются в верхней мантии и особенно в океанической коре.

Конкретная магматическая горная порода отражает определенный этап дифференциации планетного вещества. Сравнивая химический состав пород с составом хондрита, можно определить, как далеко прошел процесс дифференциации первичного планетного вещества при формировании конкретной породы.

Выплавление магматического расплава и его состав определяются следующими основными факторами: температурой, давлением, субстратом и характером флюида (составом, степенью окисленности отдельных компонентов). Соотношения этих факторов в разных геодинамических обстановках существенно различаются, что

и приводит к формированию характерных только для определенных геодинамических обстановок магматических серий горных пород. Например, в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов за счет максимального подъема разогретой астеносферы генерация расплава происходит на небольших глубинах при относительно низких давлениях, но высоких температурах, при этом плавлению подвергается однородный материал деплетированной мантии. Именно этим объясняется преобладание толеитовых серий базальтов, близких по химическому составу для всех океанов. Над зонами субдукции, напротив, погружение холодной океанической литосферы приводит к понижению температуры плавления субстрата, генерация расплава происходит на существенно больших глубинах, а сам субстрат имеет разнообразный состав (корово-мантийный), что и обуславливает широкий спектр магматических пород не только по кремнекислотности, но и щелочности. В данной обстановке встречаются практически все серии магматических пород, однако и они имеют свои специфические черты петрографического и химического состава. В свою очередь, определенные магматические серии являются частью геологических комплексов — индикаторов геодинамических обстановок, включающих также осадочные формации, тектонические структуры, разрывные нарушения и т. д. Используя метод актуализма, можно таким образом судить о палеогеодинамических обстановках геологического прошлого.

1.2. ПОНЯТИЕ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТРАССЕРАХ, ИЛИ МЕТКАХ

Вещественный состав магматических пород обусловлен прежде всего геодинамическими обстановками, с которыми связан магматизм, а также процессами последующей эволюции расплавов. К настоящему времени накоплен огромный фактический материал по химическому составу магматических пород. Существует большое количество баз данных, наиболее полной из них является международная база IGBA.

Если сравнивать петрохимические характеристики вулканитов, приуроченных к различным тектоническим элементам земной коры, например, океанов и континентов, то нетрудно заметить, что разница в химических составах основных петрогенных оксидов для пород близкой кремнекислотности не столь существенна, хотя безусловно

заметна. Поэтому для более полной характеристики магматических пород и выявления их геодинамической природы в настоящее время привлекаются геохимические и изотопные данные о содержаниях редких, рассеянных и радиогенных элементов. При этом важны не столько количественные характеристики содержаний конкретного элемента в горной породе, сколько соотношения тех или иных элементов и изотопов, которые носят название геохимических и изотопных параметров, или «трассеров», «меток» (*"printfingers"*). Значение использования метода геохимических трассеров в современной петрологии, геохимии и геодинамике трудно переоценить. Следует отметить, что в настоящее время набирает силу новое направление в геологии — химическая геодинамика, возникшая на стыке петрологии, геохимии и тектоники.

Еще Т. Грином и А. Рингвудом (Green, Ringwood, 1968) было замечено, что редкие и рассеянные элементы в процессе магматического петрогенезиса ведут себя различно. Одни из них подчиняются законам кристаллизационной дифференциации, и их содержания в расплавах зависят от степени частичного плавления субстрата. Такие элементы были названы **совместимыми, или когерентными** (*compatible elements*). К этой группе относятся элементы группы железа — V, Fe, Mn, Cr, Co, Ni, а также некоторые амфотерные элементы — Al, Ti, Zr, Nb, Ta.

Поведение другой группы элементов не подчиняется законам кристаллизационной дифференциации и не зависит от степени частичного плавления субстрата. Эта группа элементов была названа **несовместимыми, или некогерентными** (*incompatible elements*). Это прежде всего литофильные элементы: щелочные — Li, Na, K, Rb, Cs; щелочноземельные — Sr, Ba; редкие земли, или лантаноиды от La до Lu (REE); радиогенные — U, Th.

Проблемам поведения когерентных и некогерентных элементов в магматических расплавах посвящена обширная литература, анализ которой трудно представить в данной работе. Отметим лишь некоторые моменты, важные для понимания геодинамической природы тех или иных магматических образований.

Как показано многочисленными исследованиями, наиболее чувствительными индикаторами геодинамической обстановки образования магматических комплексов являются базальты. Именно поэтому для них разработаны методы геохимической специализации, суть которых состоит в том, что на определенных диаграммах точки,

отражающие химический состав базальтов разных современных геодинамических обстановок, образуют обособленные поля. Подобные диаграммы называются **дискриминационными, или диагностическими**. Они строятся чисто эмпирически путем нанесения большого количества данных по химическому составу базальтов. Наиболее широко применяются двух- и трехкомпонентные диаграммы соотношений Zr, Ti, Cr, Co, Ni, Y, Sr, Nb, Ta, Th, Hf и других (Pearce et al., 1973, 1984, 1979; Wood, 1980 и многие другие). Подобные диаграммы очень широко применяются для целей палеогеодинамического анализа. Некоторые из них будут приведены в последующих главах.

Многокомпонентные, или мультикомпонентные геохимические диаграммы, называемые также спайдер-диаграммами (*spiderplots*), позволяют оценить в изучаемых породах распределение достаточно широкого круга элементов. При этом химические составы изучаемых образцов нормализуются по составу некоторого геохимического эталона путем расчета отношения концентрации элемента в породе к концентрации этого элемента в эталоне, например: $C_{Zr}(\text{порода}) / C_{Zr}(\text{эталон})$. В качестве геохимических эталонов принимаются либо состав примитивной (недеплетированной) мантии, либо нормальный базальт (N-MORB) срединно-океанических хребтов, либо любой другой эталон в зависимости от задачи исследований. Набор и последовательность элементов у разных авторов, применяющих данный тип диаграмм, несколько различны. Обычно в левой части мультикомпонентных диаграмм располагаются элементы с крупными ионными радиусами (КИР), или крупноионные литофильные элементы (*large ione lithophile elements* — LILE) — Rb, Ba, K, Th, Sr, La, Ce. В правой части сосредоточены элементы с высокозаряженными ионами (ВЗИ), или высокозарядные элементы с высокой валентностью (*high field strength elements* — HFSE) — Nb, Ta, Nd, P, Hf, Zr, Eu, Ti, Tb, Y, Yb. В конце некоторые исследователи помещают Ni и Cr (Сондерс, Тарни, 1987).

Поведение этих групп элементов в процессе магматического петрогенезиса различное. Литофилы характеризуются низкими потенциалами ионизации, легко входят в силикатные расплавы и обладают высоким сродством к флюидной фазе, часто накапливаются в постмагматических продуктах. В целом данная группа элементов выносятся из мантии и концентрируется в коре.

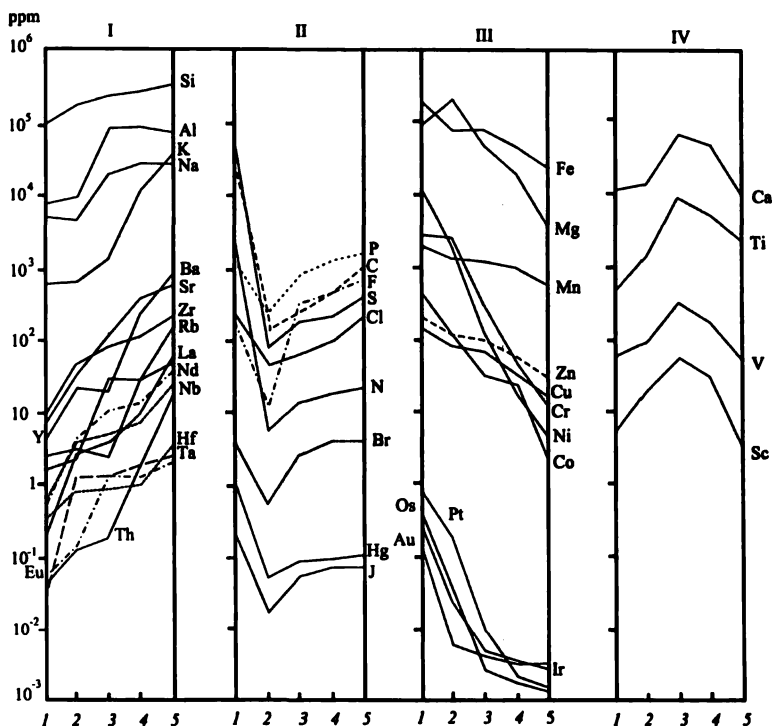


Рис. 1.1. Поведение химических элементов в ряду глубинной дифференциации вещества Земли (Шульц и др., 1991):

I–IV – группы элементов: I – центробежных; II – центробежных летучих; III – центростремительных; IV – элементов-океанитов.

1–5 – содержания элементов (ppm): 1 – в хондритах; 2 – в гранатовых лерцолитах астеносферы; 3 – в базальтах и габбро срединно-океанических хребтов; 4 – в андезибазальтах и андезитах островных дуг; 5 – в гранитах континентов.

Вторая группа элементов обладает высокими потенциалами ионизации, низким сродством с флюидной фазой, что и определяет их отличное от первой группы элементов поведение. Графики распределения микроэлементов в базальтах разных геодинамических обстановок существенно различаются, что будет показано во второй части пособия. Группа редкоземельных элементов, или лантаноидов – РЗЭ, или REE (*rare earth elements*) включает в себя La, Ce,

Pг, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Поведение их в магматическом петрогенезисе различно. Легкие REE (от La до Sm) по своим свойствам ближе к LILE, а тяжелые (от La до Yb) к HFSE. Элементы первой группы накапливаются в расплавах относительно субстрата и легко переносятся флюидами. Тяжелые REE более инертны и слабо переносятся флюидами.

Изотопные отношения элементов магматических пород в первую очередь несут информацию о составе плавящегося источника, а также используются для выявления процессов смешения магм и коровой контаминации.

ГЛАВА 2

МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ, КОМПЛЕКСЫ, ФОРМАЦИИ, СЕРИИ

Магматическая ассоциация — любая совокупность пространственно сопряженных магматических горных пород. Этот термин имеет свободное пользование и употребляется в тех случаях, когда по тем или иным причинам невозможно установить принадлежность магматических пород к определенным комплексам, сериям или формациям.

Магматический комплекс — конкретный парагенезис магматических горных пород, обладающих общими особенностями состава, строения, соотношения с вмещающей средой и слагающих геологические тела и их совокупности в пределах определенного геологического пространства. Магматический комплекс является ключевой петрографической единицей, которая выделяется на геологической карте (картируется), помещается в сводную литостратиграфическую колонку. Каждый магматический комплекс имеет индивидуальное название, отражающее его основной петрографический состав и географическое положение, например: конкудеро-мамаканский гранитный комплекс объединяет тела преимущественно гранитного состава, обнажающиеся в бассейнах рек Мамакан и Конкудера.

Магматическая формация — естественная ассоциация комплексов магматических горных пород, закономерно проявляющаяся

в определенной геодинамической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры (литосферы?). Магматическая формация является частью геологической формации. Определение последней наиболее четко дал Н. С. Шацкий (1965): «Формации — естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, отложения) тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательности), так и в пространственном отношении (фациальные смены). И далее Н. С. Шацкий пишет: «Если минералы — это парагенезы элементов, горные породы — парагенезы минералов, то геологические формации — парагенезы горных пород».

Понятие о магматических формациях является основой для петрографической систематики и классификации всего многообразия природных комплексов магматических горных пород. Определение формационной принадлежности магматических комплексов не является целью геологического картирования. В основном формационный анализ применяется как метод при обобщении результатов геологической съемки для составления специализированных карт и при оценке минерагенических перспектив определенных площадей.

Теоретические основы формационного анализа достаточно подробно освещены в работах Барта (1956), Билибина (1959), Тернера, Ферхугена (1961), Кузнецова (1961), Шинкарева (1978) и др.

Определение формационной принадлежности проводится путем выделения устойчивых признаков сообществ конкретных магматических комплексов и сопоставления их с известными формационными видами, охарактеризованными в литературе (Магматические формации СССР, 1979; Расчленение и корреляция..., 1988 и др.).

При региональных петрологических исследованиях используются также понятия о временных и латеральных рядах магматических формаций.

Временной ряд — ряд магматических формаций, образующихся последовательно в ходе поступательного развития геологических структур (тектонических элементов). Последовательность формаций в таком ряду отражает эволюцию магматического процесса, ограниченного в пространстве отдельной геотектонической структурой, а во времени — стадией определенного геодинамического режима.

Латеральный ряд объединяет магматические формации, возникающие синхронно в смежных разнотипных тектонических структурах (структурно-формационных зонах).

Магматические формации определяются по вещественному (петрографическому) составу, например: дунит-перидотитовая; андезит-базальтовая; габбро-анартозитовая; монцонит-сиенитовая; мигматит-плагиогранитная; аляскитовая и др. (Магматические формации СССР, 1979).

Геодинамические условия образования магматических формаций детально охарактеризованы в книге «Геодинамические реконструкции» (1989).

В последнее время в литературе, посвященной анализу геодинамических условий формирования магматических пород, достаточно часто используется термин «магматическая серия». Это связано с тем, что формационный анализ не приводит к выделению естественных ассоциаций магматических комплексов, связанных общностью происхождения. В то же время современное более детальное петрологическое изучение магматических пород с привлечением данных химического, спектрального, изотопного состава горных пород позволяет более надежно проследить эволюцию процессов магматического петрогенезиса в определенных геодинамических режимах.

Магматическая серия — естественный последовательный ряд магматических горных пород с определенной направленностью (трендом) изменения химического состава, образовавшихся в результате эволюции родоначальных магм в конкретных геодинамических условиях. Таким образом, серии магматических пород выделяются по химизму. Главнейшие типы серий были выделены на примере кайнозойских магматических пород, поскольку для них наиболее достоверно установлены геодинамические режимы.

Несмотря на многообразие конкретных магматических пород, число главнейших типов серий невелико, что связано с ограниченным количеством ведущих механизмов магматического петрогенезиса (Фролова, Бурикова, 1997).

К наиболее часто упоминаемым в литературе магматическим сериям относятся известково-щелочная и толеитовая, в основе которых лежат два главных типа магматической дифференциации вещества по законам последовательной кристаллизации Боуэна и Феннера.

Поля составов пород известково-щелочной и толеитовой серий хорошо разделяются на диаграмме AFM, где $A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + 0,9Fe_2O_3$, $M = MgO$ (рис. 2.1). Линия раздела между сериями проведена Т. Ирвайном и В. Барагаром (Irvine, Barager 1971).

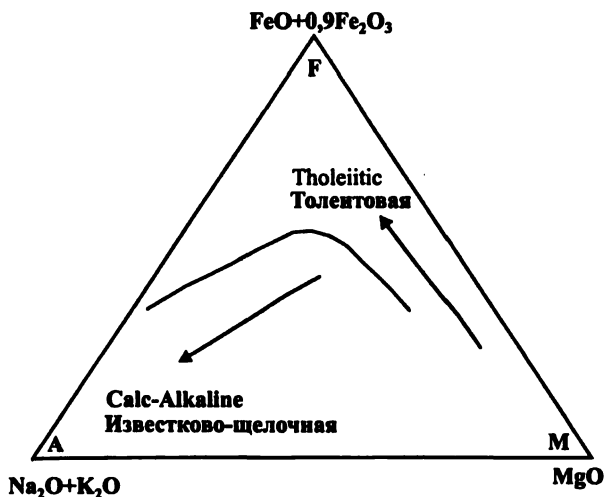


Рис. 2.1. Диаграмма AFM. Стрелками показано направление дифференциации магмы толеитовых и известково-щелочных серий. Линия раздела между сериями по Т. Ирвайну и В. Барагару (1971)

При процессах магматической дифференциации по Фенне-ровскому типу происходит последовательное увеличение железистости ($FeO + 0,9Fe_2O_3$) / MgO в конечных продуктах, так что на диаграмме AFM тренд изменения химического состава конкретных толеитовых серий располагается субпараллельно стороне FM (см. рис. 2.1).

Процессы кристаллизационной дифференциации по Боуэн-овскому типу не приводят к существенному изменению железистости конечных продуктов, и на диаграмме AFM тренды располагаются вдоль линий с постоянным соотношением железа к магнию.

Еще более четко разделение толеитовых и известково-щелочных серий отображается на диаграмме А. А. Маракушева

(1983) в координатах $\text{MgO} - \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$. На рисунке 2.2 хорошо видно, что изменение химического состава при магматической дифференциации по разным типам происходит в обратных направлениях.

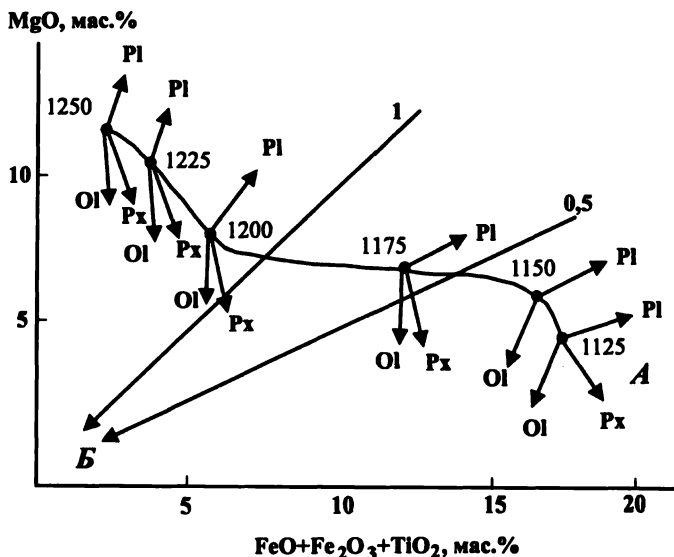


Рис. 2.2. Феннеровский толситовый (А) и боуэновский известково-щелочной (Б) тренды магматической дифференциации (Маракушев, 1983). Стрелками показаны направления изменения состава магмы, обусловленные фракционированием оливина (Ol), пироксена (Px), плагиоклаза (Pl) для толситовых магм и соотношениями MgO с суммой $\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, равными 1 и 0,5 для известково-щелочных магм. Цифры у точек — температура (°C)

А. Миясиро для разделения толситовых и известково-щелочных серий использует соотношения $(\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{MgO} - \text{SiO}_2$ (рис. 2.3).

Т. И. Фролова и И. А. Бурикова (1997) в основу классификации магматических серий положили различную щелочность горных пород и подразделили их на серии нормальной щелочности, суб-

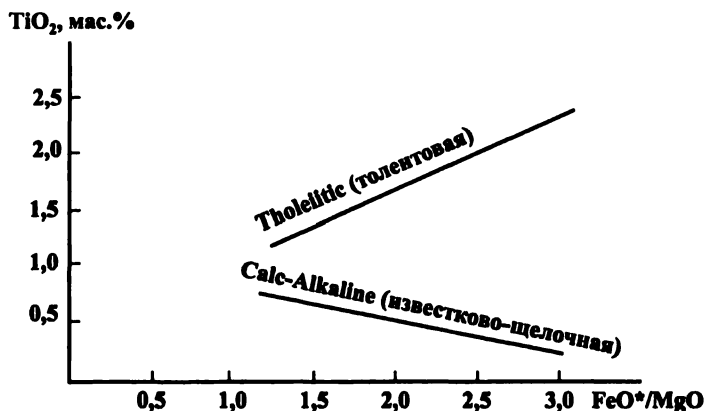


Рис 2.3. Линии дифференциации вулканитов известково-щелочной и толеитовой серий (Miyashiro, 1974)

щелочные и щелочные с указанием также типа щелочности: калиевой, натриевой и калиево-натриевой (рис. 2.4). Следует отметить, что *субщелочная серия в понимании отечественных геологов соответствует серии нормальной щелочности (subalkaline) в зарубежной литературе*, что важно помнить при чтении и переводах иностранной литературы. Петрографический кодекс (1995), в стремлении приблизить русскую терминологию к зарубежной, рекомендовал заменить термин «субщелочной» на «умереннощелочной» или «средне-щелочной» (*mid-alkaline*). Однако ни в зарубежной, ни в отечественной литературе подобное нововведение, вот уже более десяти лет, как правило, не выполняется. В Петрографическом кодексе 2008 г. предлагается новое деление магматических пород на низкощелочные, нормальнощелочные, умереннощелочные и щелочные разности. Следует отметить также, что в русскоязычной литературе понятие шошонитовой серии относится к субщелочным породам калиевого типа щелочности, в то время как за рубежом этот термин используется шире для субщелочных пород в целом (в понимании отечественных геологов). В данном пособии авторы сохранили традиционное деление магматических пород по типу щелочности на серии нормальной щелочности, субщелочные и щелочные.



Рис. 2.4. Классификационная петрохимическая диаграмма вулканических серий (Фролова, Бурикова, 1997), с упрощением:
 типы серий: Т — толеитовая; ИЩ — известково-щелочная;
 КБ — коматит-бонинитовая; СЩ — субщелочная;
 Щ — щелочная; подтипы: Na — натриевый,
 K-Na — калиево-натриевый, K — калиевый

Из других серий важно отметить контрастную, или бимодальную, которая содержит в своем составе в основном риолиты и базальты при резко подчиненном количестве средних пород. Выделяют также непрерывные серии, для которых обычен ряд базальты — андезиты — риолиты и однородные, сложенные магматитами близкого состава. В последнее время в литературе при палеогеодинамическом анализе широко используются бонинитовая и адакитовая серии. Классификация магматических серий в настоящий момент не может считаться строго разработанной. Выделяемые серии не являются таксонами одного уровня, поскольку одни и те же магматиты на разных диаграммах могут быть отнесены одновременно к разным сериям (Румянцева, 2000). Подобного рода неопределенность сериальной принадлежности характерна, например, для базальтов континентальных рифтов (Миронов и др., 1999). Однако практика анализа связи процессов магматизма и тектоники показала, что именно различные магматические серии возникают в определенных присущих только им геодинамических условиях.

ГЛАВА 3

ПЕРВИЧНЫЕ МАГМЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

3.1. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ

Как уже отмечалось, магматические серии представляют собой продукты дифференциации единых родоначальных или первичных магм. В настоящее время вопрос о количестве первичных магм не решен. В 20-е гг. XX столетия Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом была выдвинута гипотеза о существовании двух типов первичных магм: базальтовой и гранитной. Действительно, в пользу существования первичной базальтовой магмы свидетельствуют следующие факты: 1) в современной структуре земной поверхности базальты чрезвычайно широко распространены на разных участках с совершенно различным строением и историей геологического развития; 2) излияния базальтовых лав, близких по химическому составу, происходили во всех геологических периодах в истории развития Земли; 3) базальтовая магма образуется преимущественно в мантии.

Существование первичной гранитной магмы подтверждается очень широким распространением гранитов, их самостоятельным независимым от базальтов залеганием, а также невозможностью образования больших объемов гранитных магм за счет дифференциации базальтовых. Согласно современным представлениям первичная гранитная магма образуется в земной коре континентального или переходного типа на глубинах порядка 15–30 км. Следует отметить также, что в некоторых геодинамических обстановках гранитные магмы могут образовываться при дифференциации базальтовых магм, но объем кислых магм при этом незначительный.

Существование первичных перидотитовой и андезитовой магм на современном этапе остается предметом дискуссий. Действительно излившиеся породы фанерозойского возраста ультраосновного состава очень редки, в то же время в докембрии в составе зеленокаменных поясов довольно часто встречаются коматииты. Остается неясным вопрос о происхождении перидотитов. С одной стороны на обширных участках земной коры существуют протяженные

пояса ультраосновных пород, слагающих обособленные массивы. Однако остается неясным: являются ли они породами, кристаллизовавшимися из расплавов, или представляют собой реститы верхней мантии, оставшиеся после выплавления из них базальтов и в результате определенных геодинамических процессов выведенные на поверхность Земли.

Вопрос о существовании первичной андезитовой магмы также остается открытым. Некоторые исследователи считают, что андезитовые расплавы возникают при смешении базальтовых магм с гранитными, приводя в качестве доказательств наличие включений более основного состава в андезитах. Однако детальное изучение состава слагающих их минералов показывает, что большинство из них являются родственными и возникают на ранних этапах кристаллизации магм. В последнее время генезис подобных включений трактуется также как результат ликвации магм андезитового состава при высоком давлении флюидов, что доказано экспериментально. На основе детального анализа химического состава андезитов и расплавных включений в них В. Б. Наумов и др. (1997) пришли к выводу, что подавляющее количество андезитов мира образовалось при кристаллизации дацитовых и риолитовых расплавов, при этом андезиты рассматриваются как кумулятивные образования, относительно низкая кремнекислотность которых определяется отсадкой вкрапленников плагиоклаза с более высоким содержанием анортита. Андезитовые магмы были получены также в экспериментах по плавлению ультраосновных пород при высоких давлениях (Green, Ringwood, 1968).

В пользу существования первичных андезитовых магм свидетельствует тот факт, что в современных условиях огромные объемы андезитов извергаются вулканами, расположенными в пределах островных дуг и активных окраин континентов андского типа. Расчеты показали, что такие объемы невозможно получить за счет дифференциации базальтовых магм. Наиболее правдоподобной является гипотеза, допускающая их образование за счет плавления корово-мантийной смеси над зонами субдукций, где существует специфическое соотношение температур и давлений. Этот вопрос будет более подробно рассмотрен в специальной главе. В последнее время многими исследователями предполагается наличие первичных бонинитовых и адакитовых магм.

3.2. ЭВОЛЮЦИЯ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ

Магмы, зарождающиеся при определенных термодинамических условиях, в результате движения к поверхности Земли изменяют свой состав, т. е. происходит их эволюция. Эволюция магм обусловлена тремя главными процессами: 1) кристаллизационной дифференциацией; 2) взаимодействием с флюидами; 3) взаимодействием с вмещающими породами.

Сущность процесса *кристаллизационной дифференциации* состоит в том, что при восходящем движении частично раскристаллизованных магм кристаллы обычно отстают от несущей их остаточной жидкости, при этом кристаллы являются более плотными, так что происходит их погружение в магме. Таким образом, химический состав остаточных магм изменяется.

Н. Боуэном была установлена следующая последовательность выделения кристаллов из магм нормальной щелочности: 1) для темноцветных (железо-магнезиальных минералов): оливин — пироксен — роговая обманка — биотит; 2) для лейкократовых минералов: основной плагиоклаз — средний плагиоклаз — кислый плагиоклаз, ортоклаз, кварц. Следует отметить, что для магм, отличающихся по щелочности от нормальных, порядок кристаллизации может не сохраняться. В настоящее время процессы кристаллизационной дифференциации хорошо изучены как теоретически, так и экспериментально.

Флюиды играют решающую роль в генерации магматических расплавов и их последующей эволюции. Они имеют глубинное подкоровое происхождение и связаны либо с дегазацией внутренних оболочек Земли, либо с переработкой погружающихся в мантию пластин (слэбов) океанической литосферы. Значительное количество флюидов может образовываться при дегидратации и декарбонатизации минералов горных пород в пределах земной коры. Пути их миграции определяются геодинамическим режимом: развитием тектонических дислокаций, снижающих давление и стимулирующих реакции минералообразования с высвобождением газов. Д. С. Коржинским (1972, 1973) потоки глубинных флюидов были названы трансмагматическими или сквозьмагматическими, тем самым подчеркивается тот факт, что они проходят через магматические расплавы, а также опережают их подъем, вызывая метасоматические изменения окружающих горных пород.

В петрологии под термином «флюид» понимают газовое или жидкое вещество, отличающееся от горных пород и силикатных магм более низкими значениями плотности и вязкости. Природный флюид — это прежде всего надкритическая гидротермальная фаза, которая способна переносить и отлагать химические элементы, растворяться в магматических расплавах, на порядки увеличивать скорости протекания многих геологических процессов. Глубинные флюиды имеют достаточно сложный состав: H_2O , H_2 , CO_2 , CO , CH_4 , N_2 , S_2 , Cl_2 , F_2 и др.

Взаимодействию расплавов с флюидами, а также процессам отделения флюидов из расплавов посвящена огромная литература. Отметим главное: высокие концентрации флюидов в расплавах существенно снижают температуры их кристаллизации. Соответственно и плавление при высоком давлении флюида происходит при существенно более низких температурах.

А. А. Маракушев (1984) считает причиной разнообразия магматического и метаморфического петрогенезиса неодинаковую проницаемость различных подвижных зон Земли для восходящих потоков глубинных флюидов, выделяя при этом два крайних режима. К первому относятся рифтовые условия растяжения, сопровождающиеся существенно восстановленным характером флюида. С затуханием растяжения и развитием режима сжатия прямо связано усиление окислительно-восстановительной обстановки эндогенных процессов, с одной стороны, и резкое возрастание степени окисленности глубинных флюидов — с другой. Это мнение подтверждается непосредственными наблюдениями, например, во флюидной фазе толеитовых базальтов Срединно-Атлантического хребта коэффициент восстановленности (K) равен 0,82, где $K = (\text{H}_2 + \text{CO} + \text{CH}_4) / (\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$, а для Курило-Камчатской островной дуги он составляет 0,05 (Фролова и др., 1989). Существенная разница устанавливается также и по объему флюидных компонентов в вулканитах: 7,2 мл/г для пород островной дуги и 2,6 мл/г для пород океанического рифта.

При движении магм к земной поверхности происходит **контаминация** (загрязнение) веществом земной коры первичных магм. В начале XX в. контаминация считалась основной причиной разнообразия магматических пород. Неопровержимым доказательством участия корового вещества в формировании магм являются изотопные данные. Кроме собственно коровой контаминации —

взаимодействия магм с вмещающими породами в магматических камерах и подводящих каналах — большое значение имеет также мантийная контаминация, которая связывается с субдукцией пород океанической литосферы в мантию в зонах конвергенции литосферных плит (Покровский, 2000), т. е. происходит контаминация источника, из которого выплавляются магматические расплавы. Одним из наиболее ярких подтверждений реальности подобного процесса являются высокие концентрации в вулканитах некоторых островных дуг короткоживущего изотопа бериллия — ^{10}Be ($T_{1/2}=1,5\cdot 10^6$), образующегося в атмосфере и накапливающегося в океанических осадках (Brown et al., 1982).

Таким образом, на химический состав магматических образований большое влияние оказывают такие эффекты, как мантийная и коровая гетерогенность, контаминация, метасоматоз, кристаллизационная дифференциация и т. д. В конкретной геодинамической обстановке эти явления проявляются в различной степени и только немногие из них могут быть для нее уникальными.

ЧАСТЬ II

МАГМАТИЗМ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

ГЛАВА 4

МАГМАТИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

4.1. КЛАССИФИКАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Рифтогенезом (в англоязычной литературе рифтингом) называют процесс горизонтального растяжения земной коры, приводящий к возникновению в ней или ее верхней части весьма протяженных, удлинённых, морфологически четко выраженных впадин, ограниченных и осложненных глубокими продольными разломами (Милановский, 1983). Английский геолог Д. Грегори, впервые описавший подобные структуры в конце прошлого века в Восточной Африке, назвал их рифтами (от англ. *rift* — разрыв, трещина, щель). Цепочки из нескольких рифтов обычно именуют рифтовыми зонами, а ряд сближенных рифтовых зон — рифтовыми системами или поясами. Существуют и другие определения рифтогенеза, в которых подчеркивается растяжение не только коры, но и литосферы: «Под процессом континентального рифтогенеза понимается образование линейных зон растяжения, в пределах которых происходит утонение земной коры и литосферы в целом, подъем разогретого глубинного вещества, что находит отражение в разнообразных геофизических полях и специфическом, преимущественно базальтовом вулканизме» (Основы геодинамического анализа..., 1997).

Длина кайнозойских континентальных рифтов измеряется обычно первыми сотнями километров, рифтовых зон — от нескольких сотен до 1–2 тыс. км, рифтовых систем — до 6–7 тыс. км, например, Афро-Аравийская рифтовая система. Ширина рифтов колеблется от 10–20 до 80 км (обычно 30–50 км), рифтовых зон — до 100–150 км, а рифтовых систем — до 500–1000 км. В плане рифтовые впадины и рифтовые зоны часто имеют коленчато изгибающуюся форму, обусловленную приспособлением их конфигурации к структурным особенностям древнего субстрата. В непосредственной близости к рифтовым впадинам их борта («плечи») нередко бывают несколько приподнятыми. Континентальные рифты, как правило, имеют асимметричное строение, что выражается в различных высотах и морфологии боковых хребтов и характере самой впадины.

Континентальные рифты отличаются от океанических прежде всего малой скоростью растяжения. Обычно для большинства из них она не превышает 0,5 см/год. Однако часто скорость растяжения меняется во времени и по простиранию рифтовых зон. Например, рифт Азаль, сменяющий Эфиопский рифт к востоку в направлении Аденского залива, растягивается со скоростью 2 см/год, в связи с чем он приобретает морфологические черты океанического рифта.

Континентальные рифты, по мнению некоторых исследователей, формировались на протяжении геологической истории Земли, начиная с архея. Н. А. Божко (1978) и А. Ф. Грачев (1987) к рифтогенным структурам относят архейские зеленокаменные пояса, фрагменты которых сохранились на докембрийских щитах. Однако достоверные хорошо распознаваемые рифты формировались, по мнению Е. Е. Милановского (1983), начиная с рифея.

Формирование континентальных рифтов растягивается на значительные промежутки времени. Например, Восточно-Африканские рифты развиваются с миоцена, т. е. около 25 млн лет, Байкальская рифтовая зона — с позднего мезозоя.

Современные континентальные рифтовые зоны немногочисленны и делятся на две группы. Первая является частью мировой рифтовой системы и либо располагается на простирании осей спрединга срединно-океанических хребтов (Момский пояс, рифты Запада США), либо образует одну из ветвей трехлучевых сочленений рифтовых зон (Восточно-Африканская). Вторая группа не

связана с мировой рифтовой системой. Например, Байкальская рифтовая зона и рифты Китая образовались за счет раскалывания континента при столкновении Евразийской и Индостанской литосферных плит, при этом Байкальская рифтовая зона является границей плит. Следует отметить, что многие исследователи относят практически все континентальные рифты к внутриплитным структурам. Однако, если понимать под внутриплитными процессы, напрямую не связанные с взаимодействием границ литосферных плит, то это не совсем так. Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин (1993) к современным внутриплитным континентальным рифтам относят только рифты Западной Европы и, в частности, Рейнский грабен. Вместе с тем они подчеркивают, что существует большая взаимосвязь между континентальными рифтами и крупными внутриплитными структурами, к которым приурочены масштабные проявления магматизма.

Континентальные рифтогенные структуры чрезвычайно разнообразны как по структурно-морфологическим признакам, так и по характеру связанного с ними магматизма и могут образовываться на разных этапах цикла Уилсона, хотя именно с континентального рифтогенеза сам цикл как раз и начинается.

Генетическая систематика континентальных рифтов к настоящему времени не разработана. Существует несколько подходов, один из которых принимает во внимание условия зарождения рифтов, что непосредственно связано с их местом в цикле Уилсона (Абрамович и др., 1997). Началу цикла соответствуют рифты, образовавшиеся непосредственно при расколе континентов. Это «несостоявшиеся океаны», многие из которых тяготеют к пассивным окраинам континентов, например, рифт Бенуа в Юго-Западной Африке, являющийся одной из ветвей системы трехлучевых рифтов. Две другие ветви раскрылись с образованием рифтовых систем Северной и Южной Атлантики. Сюда же относится и Восточно-Африканская рифтовая система.

Континентальные рифты, связанные с субдукционной стадией цикла Уилсона, многие исследователи также относят к внутриплитным. Однако они возникают в глубоких тылах субдукционных зон и их скорее можно отнести к несостоявшимся окраинным морям. В качестве примера приводятся рифтогенные структуры плато Альтиплано в тылу Чилийско-Перуанской зоны субдукции, рифт

Таравера в Новой Зеландии, грабен Осло, формирование которого сопряжено с субдугированием океанической коры океана Япетус. На заключительной стадии цикла Уилсона формируются синколлизионные континентальные рифты, связанные со сдвиговыми дислокациями и развивающиеся как структуры *pull-apart*. В качестве примера приводится Байкальская рифтовая зона.

Классификация, предложенная А. М. Никишиным (2002), также увязывает тектоническую позицию континентальных рифтов с синхронными процессами тектоники литосферных плит. Он выделяет: 1) доокеанический рифтинг — внутриконтинентальный рифтинг, проявляющийся задолго до начала раскрытия океана; 2) син-океанический рифтинг, синхронный с раскрытием океанического бассейна; 3) синсубдукционный рифтинг, связанный с закрытием океана и субдукцией; 4) синколлизионный рифтинг, сопутствующий процессам коллизии; 5) постколлизионный коллапсный рифтинг; 6) транстенсионный рифтинг, приуроченный к нечетким диффузным границам плит, представляющих собой сдвиговые зоны с растяжением, в пределах которых происходит формирование впадин типа *pull-apart*.

Для доокеанического рифтинга приводятся следующие причины: 1) слабое пассивное растяжение всего суперконтинента; 2) термальный перегрев верхней мантии суперконтинента из-за отсутствия эффективного способа выноса тепла; 3) конвективные течения в мантии.

Син-океанический рифтинг связан с пропагацией осей раскола от срединных хребтов в стороны континентов, при этом сначала образуется широкая континентальная рифтовая зона, и только затем через некоторое время по цепочке грабенов происходят раскол континентальной коры и образование океанической коры.

Синсубдукционный рифтинг, по мнению А. М. Никишина, обусловлен либо резким уменьшением скорости субдукции, либо утяжелением субдугирующей литосферы, что приводит к эффекту *slab roll back*, т. е. вращению субдугированной части литосферы (слэба) назад, при этом над зоной субдукции образуется область растяжения в висячей литосферной плите.

Синколлизионный рифтинг сопровождает процесс коллизии и проявляется как в пределах самих коллизионных зон, так и в сопредельных областях. В данном случае рифты максимально

приспосабливаются к ранее существовавшим неоднородностям литосферы. В сопредельных областях они располагаются приблизительно ортогонально зоне сжатия и называются импактогенами, например: Рейнский грабен.

Постколлизийный коллапсный рифтинг обусловлен гравитационным расползанием орогена после окончания или ослабления его сжатия, при этом образуются межгорные молассовые впадины.

Транстензионный рифтинг, согласно А. М. Никишину, проявляется в Верхояно-Чукотской горной области, которая является диффузной нечеткой границей между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами.

Другой подход к классификации рифтов учитывает степень завершенности развития рифтогенных структур, при этом выделяются: 1) предрифтовые структуры; 2) недоразвитые рифты, остановившиеся в своем развитии на той или иной стадии; 3) рифты, прошедшие все стадии тектоно-магматической эволюции (Keen et al., 1986; Абрамович, 1997). Многими исследователями предрифтовая стадия рассматривается в качестве самостоятельного тектонического режима (Милановский, 1983; Грачев, 1987; Грачев, Девяткин, 1997 и др.). Он выражается в развитии зон тектоно-термальной переработки с повышенным выделением первичного (нерадиогенного) гелия, развитием регионального метасоматоза, образованием дисперсной структуры коры и мантии, незначительным проявлением щелочно-базальтового магматизма.

Классификация рифтов на основе тектонических критериев выглядит так: 1) внутрикратонные рифты и рифтовые системы атлантического типа, развитие которых приводит к появлению океанических бассейнов; 2) синорогенные рифты или импактогены; 3) рифты задуговых бассейнов; 4) рифты сложного развития вблизи зон субдукции и трансформных границ плит (Ingersoll, 1988; Ziegler, 1992).

Как видно из приведенного краткого обзора, континентальный рифтогенез по своей природе конвергентен. Для создания достаточно стройной классификации необходимо учесть множество влияющих факторов. Именно поэтому классификация рифтогенных структур затруднена, а одни и те же континентальные рифты могут относиться к различным типам, если следовать классификациям разных авторов.

4.2. МОДЕЛИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

Существует несколько моделей континентального рифтогенеза. Согласно **активной модели** причиной рифтогенеза является подъем мантийного диапира, вызывающий растяжение, утонение и разрыв коры с образованием рифтовых впадин. **Пассивная модель** предполагает наличие внешнего по отношению к району рифтогенеза напряжения в коре, ведущего к расколу коры и, как следствие, адиабатической декомпрессии и подъему мантийного диапира (рис. 4.1). Следует отметить, что практически для всех рифтовых зон характерен подъем астеносферы и утонение континентальной коры, в то же время ее разрыв происходит не всегда.

Р. С. Уайт и Д. П. Маккензи (White, McKenzie, 1989) все многообразие континентального рифтогенеза связывают с двумя сово-

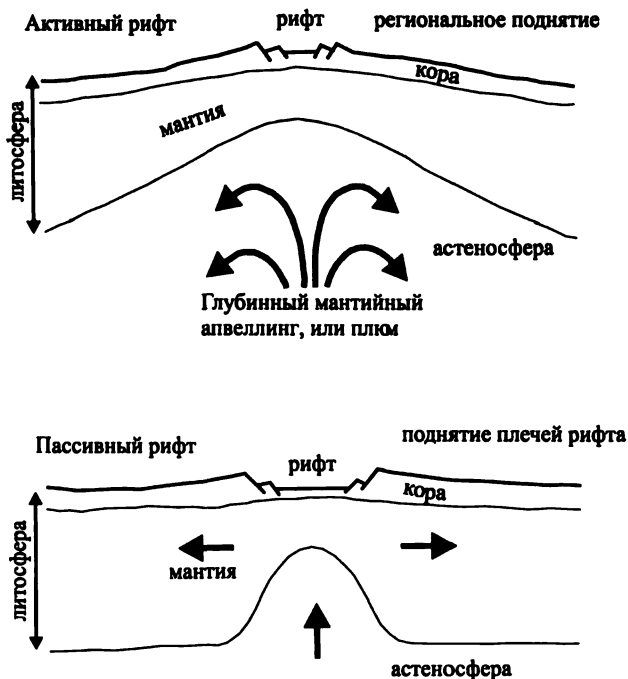


Рис. 4.1. Модели активного и пассивного рифтогенеза (Keen, 1985)

купными факторами: 1) тектоническим стрессом и 2) глубинным разогревом. При этом они отдают предпочтение первому из них, подчеркивая, что просто термальное воздействие мантии, обусловленное подъемом глубинных плюмов, не может привести к рифтогенезу, хотя, безусловно, способствует ему.

Рифты традиционно рассматривались как структуры растяжения, образованные сбросами. В последнее время практически для всех континентальных рифтов, как современных, так и древних, установлены еще и сдвиговые смещения. Кроме грабенов в рифтовых зонах широко распространены впадины типа пул-апарт (*pull-apart*), при этом сами зоны рассматриваются как трансформные или внутриплитные сдвиговые (*transcurrent*) зоны. Поскольку рифтогенез обусловлен прежде всего процессами растяжения, можно говорить о двух рядах, различающихся по конечному результату этого процесса (Леонов, 2001).

Ряд 1: континентальный рифт — области экстремального растяжения (НЕТ — *Highly Extended Terranes*). Области экстремального растяжения состоят из генетически связанных метаморфических ядер и впадин (осадочных бассейнов) со срывом в основании. Наиболее характерная особенность этого ряда — отсутствие разрыва континентальной коры вне зависимости от масштабов растяжения. Наиболее ярко подобная ситуация проявлена в области экстремального растяжения Провинции Бассейнов и Хребтов в США, где при растяжении более чем в 200 км сохранилась континентальная кора (Henry, Aranda-Gomes, 2000). При этом не произошло ни разрыва ее сплошности, ни формирования океанической коры в противоположность, например, тому, что произошло в Калифорнийском заливе при растяжении такого же или даже меньшего масштаба.

В миоцене над поглощенным отрезком Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта образовалась полирифтовая система Большого Бассейна. К востоку от нее как единый блок поднялось плато Колорадо, а по его восточной периферии возник рифт Рио-Гранде. Тогда же начался рифтинг в Калифорнийском заливе, перешедший в спрединг в плиоцене.

Большой Бассейн ограничен с запада хребтом Сьерра-Невада, а с востока плато Колорадо. Внутренняя структура Большого Бассейна представляет собой чередование односторонних горстов и грабенов, из которых первые выражены грядами, а вторые —

промежуточными впадинами, заполненными континентальными осадками, риолитовыми игнимбритами и покровами базальтов. На юге Провинция Бассейнов и Хребтов достигает пустыни Сонора в Мексике. Начало растяжения относится к раннему-среднему олигоцену, максимума оно достигло в миоцене. Масштаб растяжения оценивается в 190–250 км при ширине Большого бассейна в 700 км. При этом кора испытала утонение до 30 км, против 40–45 км под Сьерра-Невадой и плато Колорадо. На примере Большого Бассейна Б. Вернике была разработана модель (рис. 4.2), согласно которой

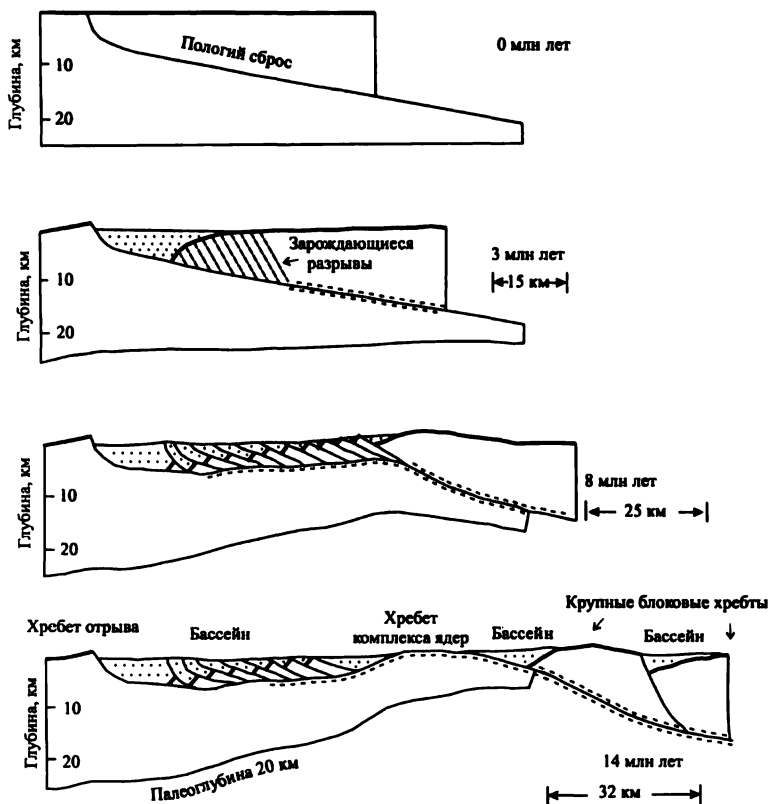


Рис. 4.2. Модель континентального рифтогенеза Б. П. Вернике (Wernicke, 1985)

определяющую роль в этой структуре играет поверхность срыва, наклоненная к западу от восточного края зоны, выполаживающаяся книзу до горизонтального положения в пластичном слое нижней коры (Wernicke, 1985; Jones, Wernicke et al., 1992). Данная модель хорошо объясняет формирование комплексов метаморфических ядер, обнажающихся в хребтах.

Ряд 2: континентальный рифт — океанический рифт. Характерная особенность ряда — разрыв океанической коры, приводящий к переходу континентального рифта в океанический и возможному возникновению спрединга. Классическими примерами современной структуры подобного типа являются Калифорнийский и Аденский заливы. Ю. Г. Леонов (2001) отмечает, что на уровне сегодняшних знаний трудно решить, существуют ли какие-то изначальные особенности рифтов, предопределяющие их эволюцию по первому (ряд 1) или второму (ряд 2) сценарию. Развитие деформации растяжения, соответствующее обоим ситуациям, можно представить в

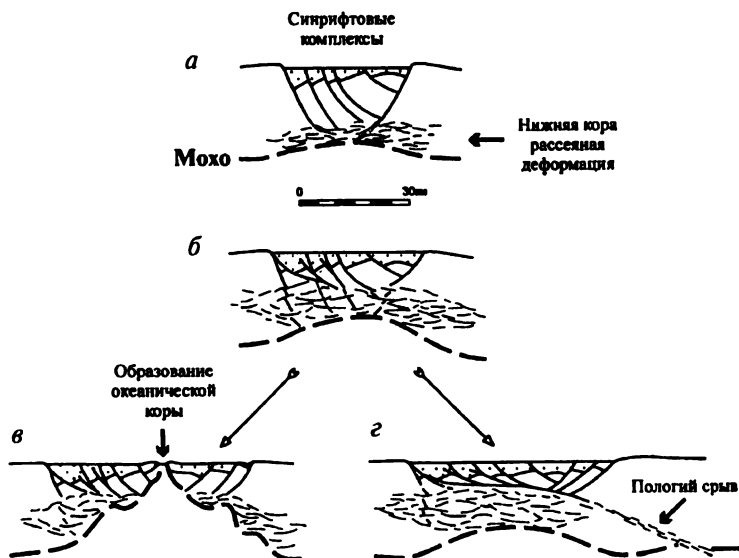


Рис. 4.3. Модель развития континентального рифтогенеза Ю. Г. Леонова (2001): а–г — см. в тексте

рамках модели, представленной на рисунке 4.3. Модель основана на двухслойном строении коры с верхним хрупким слоем и нижним пластичным, что предполагает возможность латерального течения вещества в нижних глубоких слоях коры, как предполагается в многочисленных публикациях (Лобковский, 1988; Никишин, 2002 и многие др.). При относительно небольших размерах растяжения и течения в нижней коре образуются сравнительно простые рифтовые впадины (вариант *a* на рис. 4.3). При более сильном растяжении структура теряет симметричность, один из крутых краевых разрывов отмирает и вместо него развивается срыв, уходящий в нижнюю кору и на границу кора-мантия (вариант *б* на рис. 4.3). Дальнейшие события могут развиваться по двум сценариям. При подъеме мантии и разрыве коры (вариант *в* на рис. 4.3) происходит образование океанического рифта (Калифорнийский и Аденский заливы). При дальнейшем развитии пологого срыва в условиях интенсивного течения в нижней коре (вариант *г* на рис. 4.3) формируются области экстремального растяжения (Провинция Бассейнов и Хребтов). Развитие рифта по тем или иным причинам может остановиться на любой стадии.

4.3. МАГМАТИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

По относительной роли магматизма и особенностям строения и развития континентальных рифтовых зон выделяются два крайних типа, связанных постепенными переходами: сводово-вулканический и «щелевой» невулканический или слабовулканический (Милановский, 1983). Часто их называют также высоковулканическими и низковулканическими (Фролова, Бурикова, 1997).

К первому типу относится Кенийская рифтовая зона Восточной Африки, развитие которой началось с образования обширного овального сводового поднятия земной коры вследствие возникновения под ним, в самой верхней части мантии, под воздействием повышенного теплового потока линзы аномально разогретого, разуплотненного и частично расплавленного материала — «рифтовой подушки». Сводовое поднятие и в особенности его приосевая зона становятся ареной мощных наземных вулканических извержений продуктов преимущественно щелочно-основного состава. В Кенийской рифтовой зоне общий объем кайнозойских вулканитов

оценивается в 100 000–150 000 км³. Выделяются две формации вулканитов: 1) щелочная, сложенная щелочными базальтами, трахибазальтами, трахитами, базанитами, риолитами; 2) сильно щелочная, в составе которой развиты нефелиниты, фоналиты и карбонатиты (Логачев и др., 1983). На раннем этапе развития Кенийской рифтовой зоны с раннего миоцена до раннего плиоцена (25–5 млн лет назад) количество сильно щелочных пород составляло 40–50 % от общего объема вулканитов, при этом эффузивный магматизм проявился на широкой площади, значительно превосходящей площадь самой рифтовой долины. На позднем этапе от среднего плиоцена до настоящего времени доля сильно щелочных пород снизилась до первых процентов, а вулканическая деятельность сосредоточилась вблизи или в пределах осевого рифта. Сопутствующие вулканизму осадочные образования играют резко подчиненную роль, особенно в нижних и средних частях вулканогенных толщ, где они слагают тонкие прослои и линзы. К верхним частям разреза количество осадочных образований возрастает, они переслаиваются с вулканитами и представлены песчанистыми глинами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, эвапоритами, диатомитами, реже известняками и мергелями.

Ко второму типу относится Байкальская рифтовая зона, формирование которой начиналось с возникновения узких и неглубоких удлинённых приразломных впадин, заполняющихся обломочным материалом (Логачев, 2003). Вулканизм в Байкальской впадине отсутствует, но проявлен в обрамлении рифтовой зоны, а также в Тункинской впадине, расположенной к юго-западу от Байкала (рис. 4.4). Вулканиты представлены преимущественно умеренно щелочными оливиновыми базальтами с подчиненным количеством трахитов, базанитов, трахибазальтов. Общий объем вулканитов почти в 20 раз меньше по сравнению с Кенийской рифтовой зоной и не превышает 6 000 км³, в то время как объем осадочных образований близок к 100 000 км³. Они делятся на две толщи. Нижняя толща, сложенная песчаниками, алевролитами, глинами с редкими пластами известняков, мергелей, диатомитов и бурых углей, относится к олигоцену-раннему плейстоцену (30–5 млн лет назад) и имеет мощность 2–3 км. Эти озерные, болотные и речные отложения выделяются в молассоидную формацию. Верхняя толща мощностью около 1 км характеризуется более грубым гранулометрическим составом осадков,

среди которых появляются галечники, конгломераты, гравийные и даже крупноглыбовые отложения, особенно в периферических частях депрессий (Логачев и др., 1983). Погрубение гранулометрического состава осадков свидетельствует о том, что общее поднятие территории Байкальской рифтовой зоны произошло лишь в среднем плиоцене, когда сами рифтовые впадины уже были сформированы.

Среди магматических пород континентальных рифтов резко преобладают эффузивные разности. Наиболее типичными являются контрастные базальт-риолитовые, трахибазальт-трахириолитовые

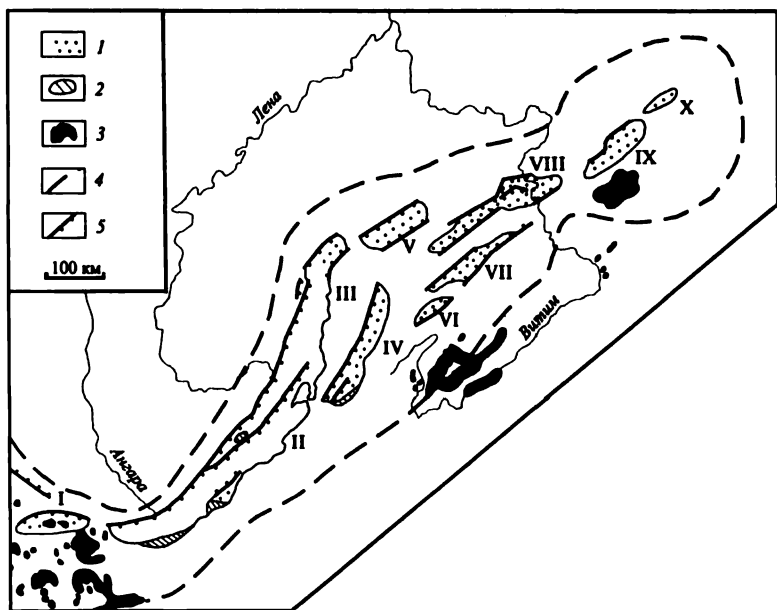


Рис. 4.4. Схема размещения кайнозойских образований в Байкальской рифтовой зоне (Логачев и др., 1983):

1 – среднеплиоцен-четвертичные песчаники, алевриты, глины, гравелиты (континентальная моласса); 2 – олигоцен-раннеплиоценовые песчаники, алевриты, глины с прослоями известняков, мергелей, диатомитов и бурых углей (континентальная молассоида); 3 – неоген-четвертичные базальты, трахибазальты, трахиты, базаниты; 4 – контуры сводового поднятия мантии; 5 – сбросы; рифтовые впадины: I – Тункинская; II – Южно-Байкальская; III – Северо-Байкальская; IV – Баргузинская; V – Верхнеангарская; VI – Ципиканская; VII – Ципинская; VIII – Муйская; IX – Чарская; X – Токкинская

формации с резко подчиненным количеством средних пород. Количественные соотношения кислых и основных пород в рифтах различные, причем замечено, что тем выше магматическая продуктивность рифтов, тем большее количество кислых разновидностей пород находится в составе контрастных формаций (рис. 4.5). Вулканы чаще всего относятся к щелочной, субщелочной, реже известково-щелочной и толеитовой сериям. Характер щелочности пород различный: натриевый, калиево-натриевый и калиевый. При этом устанавливается следующая закономерность: чем ниже магматическая продуктивность рифта, тем выше щелочность магматических пород. В связи с этим можно предположить, что повышенная щелочность пород отражает невысокую степень плавления субстрата.

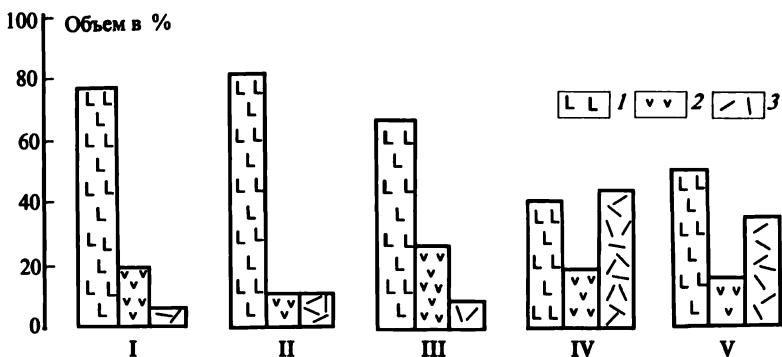


Рис. 4.5. Соотношения вулканитов разной кремнекислотности в низко-вулканических (I — Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой зоны, II — Рейнский грабен, III — Байкальский рифт) и высоковулканических (IV — Кенийский рифт, V — Эфиопский рифт) рифтах (Wilson, 1994): 1 — базальты; 2 — андезиты; 3 — риолиты

Состав магматических пород, развитых в осевых частях рифтов и на периферии, существенно различается. В осевой части рифтов, где изотермы наиболее приподняты и максимально проявлен декомпрессионный эффект, область магмогенерации находится на меньших глубинах, а степень частичного плавления достаточно высока. При этом породы обогащаются магнием и кальцием, а

также содержат меньше щелочей и титана и носят толеитовый характер. На периферии рифтов соотношения обратные и развиты в основном породы щелочной и субщелочной серий. На рисунке 4.6 показаны пространственные вариации состава основных вулканитов вкрест западному окончанию Байкальской рифтовой зоны. Хорошо видно, что вулканиты осевой части обеднены натрием и калием и обогащены кальцием и магнием. В кислых породах Эфиопского рифта по направлению к осевой части уменьшаются содержания оксидов кремния и алюминия и увеличиваются — железа, кальция и натрия (рис. 4.7). Повышенная натровость вулканизма Восточно-Африканских рифтов проявляется также в высоком содержании в лавах, парах и минеральных водах карбоната натрия (соды).

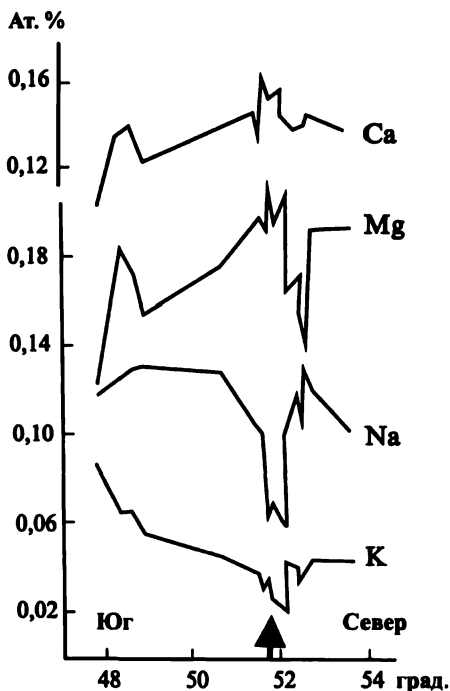


Рис. 4.6. Пространственные вариации состава основных вулканитов вкрест западному окончанию Байкальской рифтовой зоны (Абрамович и др., 1991). Стрелка указывает на положение оси рифтовой зоны

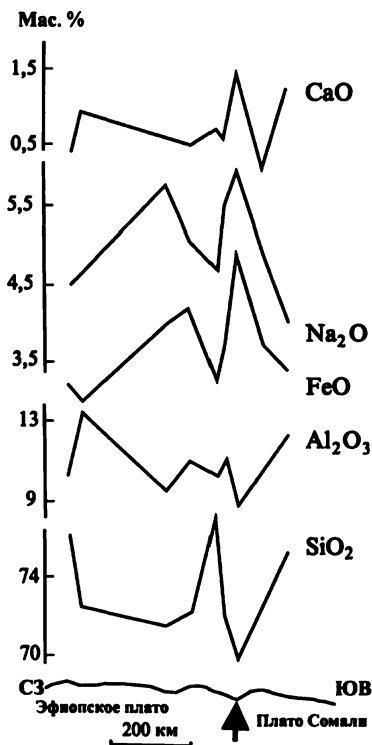


Рис. 4.7. Пространственные вариации состава кислых вулканитов вкрест простиранию Эфиопского рифта (Абрамович и др., 1991)

В. Г. Казьмин (1987) приводит следующую схему эволюции рифтового магматизма: ультращелочные породы — щелочные базальты — субщелочные базальты и щелочные риолиты — базальты переходного типа — толеитовые базальты. При этом автор отмечает, что объем и соотношения щелочных и толеитовых пород зависят от скорости раскрытия рифта. Если она не превышает 0,1 см/год, вулканизм либо отсутствует, либо носит резко щелочной характер и его объем минимальный. При скорости более 1 см/год преобладают толеитовые базальты, а при скоростях от 0,1 до 0,5 см/год развиты промежуточные разновидности, включая субщелочные и известково-щелочные вулканиты, как кислые, так и основные.

Следует отметить, что подобная схема эволюции рифтового магматизма соблюдается не всегда. В том случае, когда континентальные рифты образуются на простирании океанической зоны спрединга в пределы континента, магматизм начинается с извержения кислых разностей вулканитов, в том числе довольно часто игнимбритов, и завершается излиянием базальтов, т. е. имеет ярко выраженный контрастный бимодальный антидромный характер.

Наиболее широко контрастные формации распространены в рифтогенных структурах запада США. Кислые вулканиты обычно более ранние и оторваны во времени от основных. В Провинции Бассейнов и Хребтов они выполняют крупные вулканотектонические депрессии, образуют крупные игнимбритовые плато риолитов, риодацитов, трахириолитов и кварцевых латитов, с которыми связаны мелкие тела гранитов. Среди перекрывающих их базальтов встречаются известково-щелочные, субщелочные и реже толеитовые разности, приуроченные к областям наиболее интенсивного растяжения: осевым частям грабенов. В центральной части Калифорнийского залива, где произошел разрыв континентальной коры, появляются базальты, близкие к N-MORB. Подобный характер эволюции магматизма установлен при раскрытии рифта Аденского залива. К. Д. Кокс и др. [Cox, Charnley, Gil, 1993] выделяют три фазы бимодального магматизма. Наиболее ранняя из них началась 31–26,5 млн лет тому назад с извержения риолитовых игнимбритов и следующих за ними щелочных, субщелочных и известково-щелочных базальтов, причем в верхних частях разреза развиты дайки и силлы основного состава. Вторая стадия магматизма (25–15 млн лет тому назад) проявилась внедрением тел гранитов и габброидов. Третья стадия бимодального магматизма наступила 6,5 млн лет тому назад [Manetti et al., 1991].

В составе контрастных формаций, особенно на начальных стадиях развития рифтогенеза, кислые разности вулканитов преобладают над основными. Кроме того, замечено, что для риолитов Провинции Бассейнов и Хребтов Запада США соотношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для нижних частей разреза максимальны (0,7151) и постепенно уменьшаются вверх по разрезу до 0,706 (Кузьмин, 1985). В данном случае существенный разогрев глубин под краем континента на продолжении зоны спрединга обусловил интенсивное плавление не только мантии, но и коры.

Основные породы континентальных рифтов представлены чаще афировыми, реже порфировыми субщелочными и щелочными ба-

зальтами. Толеитовые разности редки и развиты в основном в осевых частях рифтов, когда происходит разрыв континентальной коры. В рифтах с низкой магмопродуктивностью встречаются наиболее глубинные ультракалийевые базальты, часто с ксенолитами пород мантии: гранатовыми и шпинелевыми лерцолитами. Объем средних пород не высок. Это трахиандезиты, трахиты, фонолиты, реже андезиты. Кислые разности представлены риолитами, риолитовыми игнимбритами, пантелеритами, комендитами.

Главной особенностью химизма пород континентальных рифтов является их обогащение микроэлементами, как крупноионными литофильными (K, Rb, Th, Ba, La), так и высокозарядными (Ti, P, Hf, Ta, Nb, Y). В щелочных калиевых породах их содержания максимальны и постепенно понижаются в субщелочных и толеитовых (рис. 4.8). Следует отметить для базальтов некоторых рифтов наличие четких максимумов наиболее тугоплавких элементов Ta и Nb, что может свидетельствовать о высоких температурах выплавления первичных магм.

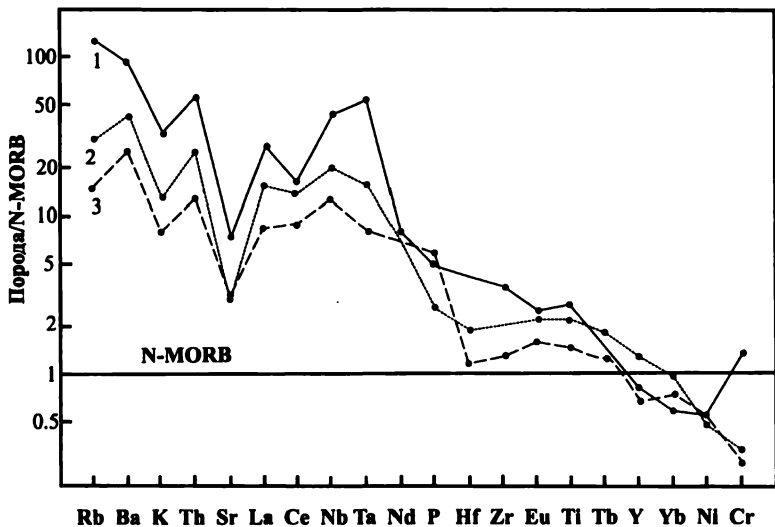


Рис. 4.8. Мультиэлементные спектры базальтов континентальных рифтов, составы пород по (Thompson et al., 1984; Baker et al., 1977): 1 — щелочной базальт (западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой зоны); 2 — ферробазальт (южная часть рифта Грегори); 3 — базальт (южная часть рифта Грегори); N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981)

Характер распределения REE в вулканитах континентальных рифтов сложный. Для всех типов пород отмечается повышенное содержание легких REE. Ультракалийевые базальты наиболее обогащены легкими и обеднены тяжелыми REE $(La/Lu)_N$ до 100, что свидетельствует о выплавлении их в равновесии с наиболее глубинным мантийным субстратом, содержащим в рестите гранат, поскольку последний является концентратором тяжелых REE. В субщелочных базальтах отношение $(La/Lu)_N$ ниже (до 10) (рис. 4.9), а в толеитовых характер спектра приближается к нормальному MORB. Для всех типов пород некоторых континентальных рифтов наблюдается четко выраженный Eu минимум.

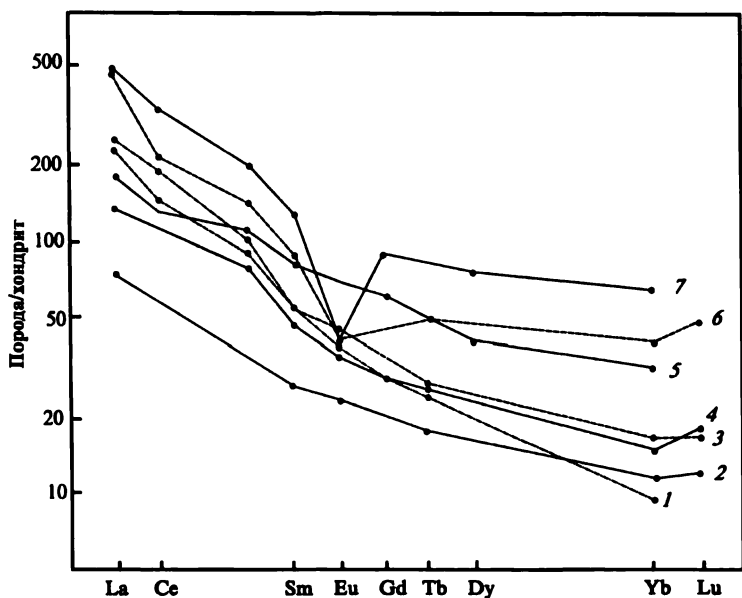


Рис. 4.9. Распределение REE в вулканитах континентальных рифтов, составы пород по (Thompson et al., 1984; Baker et al., 1977; Barberi et al., 1975): 1 — щелочной базальт (западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой зоны); 2 — базальт (южная часть рифта Грегори); 3 — бенморейт (южная часть рифта Грегори); 4 — ферробазальт (южная часть рифта Грегори); 5 — трахиандезит (рифт Афар); 6 — трахит (южная часть рифта Грегори); 7 — риолит (рифт Афар); хондрит по М.А. Хэскину (Haskin, 1968)

зальтами. Толеитовые разности редки и развиты в основном в осевых частях рифтов, когда происходит разрыв континентальной коры. В рифтах с низкой магмопродуктивностью встречаются наиболее глубинные ультракалиевые базальты, часто с ксенолитами пород мантии: гранатовыми и шпинелевыми лерцолитами. Объем средних пород не высок. Это трахиандезиты, трахиты, фонолиты, реже андезиты. Кислые разности представлены риолитами, риолитовыми игнимбритами, пантелеритами, комендитами.

Главной особенностью химизма пород континентальных рифтов является их обогащение микроэлементами, как крупноионными литофильными (K, Rb, Th, Ba, La), так и высокозарядными (Ti, P, Hf, Ta, Nb, Y). В щелочных калиевых породах их содержания максимальны и постепенно понижаются в субщелочных и толеитовых (рис. 4.8). Следует отметить для базальтов некоторых рифтов наличие четких максимумов наиболее тугоплавких элементов Ta и Nb, что может свидетельствовать о высоких температурах выплавления первичных магм.

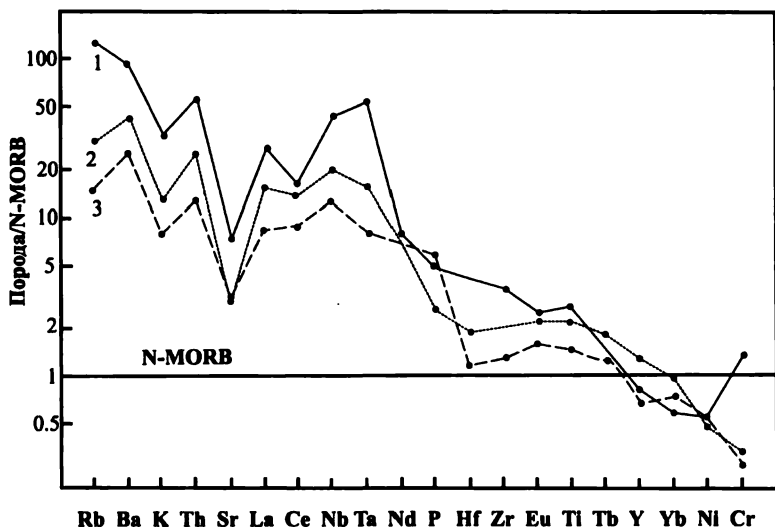


Рис. 4.8. Мультиэлементные спектры базальтов континентальных рифтов, составы пород по (Thompson et al., 1984; Baker et al., 1977): 1 — щелочной базальт (западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой зоны); 2 — ферробазальт (южная часть рифта Грегори); 3 — базальт (южная часть рифта Грегори); N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981)

Характер распределения REE в вулканитах континентальных рифтов сложный. Для всех типов пород отмечается повышенное содержание легких REE. Ультракалиевые базальты наиболее обогащены легкими и обеднены тяжелыми REE $(La/Lu)_N$ до 100, что свидетельствует о выплавлении их в равновесии с наиболее глубинным мантийным субстратом, содержащим в рестите гранат, поскольку последний является концентратором тяжелых REE. В субщелочных базальтах отношение $(La/Lu)_N$ ниже (до 10) (рис. 4.9), а в толеитовых характер спектра приближается к нормальному MORB. Для всех типов пород некоторых континентальных рифтов наблюдается четко выраженный Eu минимум.

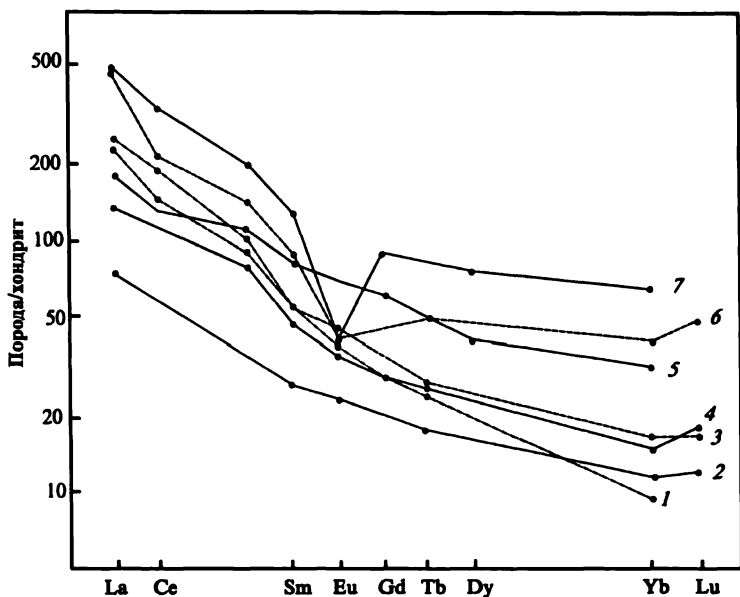


Рис. 4.9. Распределение REE в вулканитах континентальных рифтов, составы пород по (Thompson et al., 1984; Baker et al., 1977; Barberi et al., 1975): 1 — щелочной базальт (западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой зоны); 2 — базальт (южная часть рифта Грегори); 3 — бенморейт (южная часть рифта Грегори); 4 — ферробазальт (южная часть рифта Грегори); 5 — трахиандезит (рифт Афар); 6 — трахит (южная часть рифта Грегори); 7 — риолит (рифт Афар); хондрит по М.А. Хэскину (Haskin, 1968)

Высокие содержания никеля и хрома а также отношения Ni/Co, Cr/V, свойственные высокомагнезиальным базальтам континентальных рифтов, позволяют предположить их образование за счет кристаллизации первичных расплавов.

Интрузивный магматизм в современных рифтовых зонах проявлен слабо. Однако это не исключает формирование крупных интрузивных тел в их недрах. Например, ярко выраженную положительную гравитационную аномалию, вытянутую вдоль Кенийского рифта, некоторые исследователи связывают с большой дайкой базальтового состава, внедрившейся в земную кору (Searle, 1970). В современных рифтовых зонах вскрыты эрозией в основном мелкие многофазные малоглубинные интрузивные тела, сложенные ультрабазитами, габбро, сиенитами, монцонитами, гранитами. Встречаются также кольцевые интрузии щелочных ультраосновных и основных пород с трубками, дайками и жилами карбонатитов.

4.4. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Несмотря на то, что современные континентальные рифты малочисленны, рифтогенные осадочные и магматические комплексы часто сохраняются в геологических разрезах, так как в отличие от рифтогенных океанических они не субдуцируются, а остаются в составе континентальной коры, при этом большая часть из них может быть погребена под толщами более молодых отложений. Существует несколько признаков, по которым можно распознать подобные структуры (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Во-первых, геофизическими методами, а также бурением часто устанавливаются грабенообразные структуры. Во-вторых, погребенные рифты обнаруживаются по аномалиям геофизических полей: гравитационным максимумам, знакопеременным магнитным аномалиям и т. д. В-третьих, континентальные рифты характеризуются определенным набором осадочных и магматических комплексов-индикаторов.

Из осадочных комплексов наиболее важны грабеновые фации — молассоидные толщи конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, а также мощные озерные отложения. В случае проникновения в рифтовую долину моря может образоваться замкнутый залив, в котором отлагаются эвапориты, часто ассоциирующиеся с рифовыми известняками (Красное море). В некоторых случаях

накапливаются богатые органическим веществом осадки, которые могут в дальнейшем стать нефтематеринскими породами.

Среди магматических комплексов-индикаторов следует отметить наличие бимодальных серий, с одной стороны, и серий повышенной щелочности — с другой. Важно проследить эволюцию магматизма во времени, а также пространственные вариации состава магматитов за пределами собственно грабенов. Только для континентальных рифтов характерна сериальная неопределенность вулканитов, когда одни и те же породы могут быть отнесены к различным сериям (Ми-ронов и др., 1999). Например, на диаграммах AFM составы базальтов многих континентальных рифтов располагаются в поле известково-щелочной серии, в то время как по соотношениям $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$, $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*\text{-MgO}$ — толеитовой.

Континентальные рифты играли важнейшую роль при формировании пассивных окраин, которые развивались над их расходящимися бортами. Строение и развитие пассивных окраин описаны достаточно детально и им посвящена обширная литература. До недавнего времени считалось, что они практически амагматичны. В последнее время в осадочных комплексах шельфа и континентального склона пассивных окраин выявлено широкое развитие силлов, даек долеритов и габбро-долеритов (Абрамович и др., 1997). Однако их химический состав изучен недостаточно.

ГЛАВА 5

МАГМАТИЗМ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

5.1. ТИПЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Срединно-океанические хребты являются самыми крупными структурными элементами на Земле. Они образуют Мировую рифтовую систему протяженностью около 60 000 км и шириной до 3000 км. Ю. М. Пушаровский (2001) называет ее также Мировой спрединговой системой. В Тихом океане к ней относятся Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия, в Атлантическом — Срединно-Атлантический хребет, в Индийском — Аравийско-Индийский,

Центрально-Индийский, Западно-Индийский и Африканско-Антарктический хребты, Австрало-Антарктическое поднятие, в Северном Ледовитом — хребет Гаккеля.

Формирование Мировой спрединговой системы связано с подъемом литосферной мантии (мантийным апвеллингом), что приводит к значительному разогреву глубин и, как следствие, к подъему геоизотерм. Данное явление фиксируется геофизическими методами: гравиметрическими, сейсмическими, электромагнитными, а также непосредственными термическими измерениями. Считается, что практически повсеместно под срединно-океаническими хребтами размещается область частичного плавления мантии шириной около 100 км (прожилковатая мантия). В то же время тектоническая и магматическая активность, в ходе которой формируется океаническая кора, сконцентрирована в узких осевых зонах шириной всего 10–20 км, причем магматизм проявляется еще в более узкой неотектонической зоне. Этот факт позволяет предположить возможность течения расплавленного вещества в направлении оси спрединга хребта (Абрамович и др., 1997). Методом отраженных волн на глубинах 0,8–3 км фиксируются относительно небольшие магматические камеры. По данным Дж. Кента и др. (Kent, 1990), в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия размер приповерхностных магматических камер не превышает 3–4 км в поперечнике при мощности в несколько десятков или сотен метров.

Скорость спрединга срединно-океанических хребтов меняется от 0,5–1 до 18 см/год. Выделяются медленноспрединговые (до 4 см/год), быстроспрединговые (> 8 см/год) хребты и промежуточная группа со скоростью спрединга 4–8 см/год. Для всех типов хребтов независимо от скорости спрединга фиксируются направленные поперек оси хребта условия растяжения, что определяет формирование сбросов вдоль спрединговой оси, с которыми сопряжено образование открытых трещин, гъяров. Сдвиговые дислокации регистрируются в пределах зон трансформных разломов. Согласно базовым моделям тектоники плит литосфера, формирующаяся в пределах срединно-океанических хребтов, перемещается нормально по отношению к ним и параллельно трансформным разломам. В то же время встречаются участки хребтов, где трансформные разломы ориентированы косо, диагонально по отношению к оси спрединга. В таких случаях говорят о диагональном спрединге, который харак-

терен для медленно расширяющихся хребтов. В качестве примера можно привести разломную зону Океанографов в Атлантическом океане. Диагональный спрединг трактуется как некий переходный режим, связанный с перестройкой мантийного апвеллинга и, как следствие, изменением тектонического стресса в литосфере.

Для хребтов со средними и высокими скоростями расширения характерно резкое изменение положения спрединговой оси (скачок, или джампинг). В Индийском океане джампинг зарегистрирован на расстоянии более 400 км. При джампинге старая спрединговая ось отмирает, сохраняясь в виде асейсмического хребта, а в пределах более древней литосферы развивается новая спрединговая ось.

Отличия в характере сейсмичности хребтов с различной скоростью спрединга заключаются в более частых землетрясениях сравнительно небольшой магнитуды для медленноспрединговых хребтов.

Рифтовые зоны с разной скоростью спрединга существенно отличаются строением и количеством изверженного магматического материала. Для зон медленного спрединга характерны хребты, осложненные рифтовыми долинами, в центральных частях которых выделяются медианные (срединные) хребты шириной 2–4 км. Быстроспрединговые хребты характеризуются сглаженным рельефом, в то же время часто в осевых частях устанавливаются рифтовые долины и медианные хребтики незначительных размеров. Кроме того, в структуре зон быстрого спрединга присутствуют горстовые поднятия. Для срединно-океанических хребтов с очень низкой скоростью спрединга магматическая активность проявлена слабо (хребет Гаккеля Северного Ледовитого океана, 1,2–0,5 см/год). Наибольшей магматической продуктивностью отличаются быстроспрединговые хребты (Восточно-Тихоокеанское поднятие). В пределах медленноспрединговых хребтов (Срединно-Атлантический хребет) магматизм проявляется неравномерно вдоль хребтов, и объем его продуктов существенно меньше, чем в быстроспрединговых хребтах.

5.1.1. БЫСТРОСПРЕДИНГОВЫЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

К быстроспрединговым срединно-океаническим хребтам относится Восточно-Тихоокеанское поднятие. Рельеф дна быстроспрединговых океанических хребтов описывается зависимостью глубины дна от корня квадратного его возраста: $\Delta H = 0,35\sqrt{t}$, где ΔH — увеличение глубины относительно высоты хребта в метрах,

t — возраст океанического дна в млн лет (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Ширина неовулканической зоны составляет всего 1–2 км и приурочена к вершине хребта, образованной цепочкой мелких щитовых вулканов с крутыми склонами. Часто вулканы обрушены вдоль осевой трещины, в результате чего образуется осевой грабен шириной 100–300 м и глубиной 50–100 м. В том случае, когда вулканическая деятельность возобновляется, в центре осевого грабена нарастается медианный хребтик. В целом расчлененность рельефа быстроспрединговых хребтов незначительна.

В быстроспрединговых хребтах преобладают два типа лав: подушечные и покровные. Первый тип представляет собой трубообразные потоки с узкими перемычками, разделяющими потоки на подушки. Подушечные лавы образуются в том случае, когда излияние происходит относительно медленно из какого-то одного канала так, что горячая лава успевает быстро покрыться твердой стекловатой коркой. Подток лавы вызывает прорыв корки и формирование следующей подушки. Подобные лавы обычно покрывают крутые склоны вулканических построек.

Второй тип покровных лав характерен для относительно плоских поверхностей. Среди них различаются лопастные и канатные типы, а также лавовые торосы. Лопастные лавы имеют характерные (лопастные) очертания краев потока, и их поверхность часто покрыта округлыми бульбообразными подушками диаметром до 1 м, прорвана лавовыми колодцами (провалами), по краям которых располагаются лавовые колонны. Канатные лавы слагают маломощные ровные покровы (аэродромы) с канатной отдельностью, ориентированной поперек течения потоков. Лавовые торосы представляют собой хаотические нагромождения с большим количеством гиадокластитов. Они возникают тогда, когда свободное течение лавы затруднено, и она сталкивается с каким-то препятствием. Все перечисленные разновидности могут образовываться одновременно в результате одного и того же эпизода извержения (Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

Базальты быстроспрединговых хребтов характеризуются обычно афировыми или слабо порфиоровыми структурами. Это говорит о том, что время между их выплавлением и поступлением на поверхность минимально, так что процессы кристаллизационной дифференциации в магме не успевают проявиться. Реже встречаются горизонты сильно порфиоровых лав с обилием вкрапленников

плагиоклаза, которые слагают первые покровы, открывающие новый цикл извержений.

Извержения в быстросрединговых хребтах происходят достаточно часто, поскольку всюду на гребнях хребтов залегают лишенные осадочного покрова лавы с блестящими стекловатыми корками.

Методами могоканального сейсмического профилирования для быстросрединговых хребтов установлено слоистое строение океанической коры вплоть до раздела Мохо.

5.1.2. МЕДЛЕННОСПРЕДИНГОВЫЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

К медленносрединговым относятся хребет Гаккеля, Срединно-Атлантический хребет, а также хребты, приуроченные к осям спрединга малых океанических бассейнов Красного моря и Аденского залива. Главным отличием медленносрединговых хребтов от быстросрединговых является сильно расчлененный рельеф первых и наличие в них осевой рифтовой долины шириной 20–25 км. В центре долины расположен внутренний рифт шириной 4–5 км, иногда до 12–16 км, т. е. образуется структура типа грабен в грабене. В осевой части рифта находится узкое центральное вулканическое поднятие (неовулканическая зона) высотой от нескольких метров до 1000 м. Это поднятие образовано наиболее молодыми центрами базальтовых излияний.

Медленносрединговые хребты развиваются циклично в две стадии: вулканическую и тектоническую. В вулканическую, или конструктивную, стадию происходит рост хребта за счет импульсов вулканических извержений с интервалом 5–10 тыс. лет. В тектоническую, или деструктивную, стадию вулканизм редуцирован. На фоне раздвижения плит происходит разрушение вулканического хребта и образование зияющих трещин — гъяров, а также вертикальных сбросов. Постоянно действующего магматического очага под медленносрединговыми хребтами, скорее всего, не существует, Зафиксированы лишь отдельные редкие очаги. В целом продуктивность медленносрединговых хребтов низкая, так что в перерыве между извержениями успевают накапливаться осадки, перекрывающие вулканы.

Преобладающей формой излияния базальтов являются трубообразные лавовые потоки. Покровные лавы крайне редки. Лавовые

торосы и колонны, а также гиадокластиты отсутствуют. Базальты характеризуются преобладанием порфировых разностей с большим количеством вкрапленников плагиоклаза, реже оливина и моноклинного пироксена.

Медленноспрединговые хребты имеет пятнисто-блоковое строение, характеризующееся тем, что по вертикальным разломам совмещены серпентинизированные блоки верхней мантии и блоки с океанической корой (рис. 5.1).

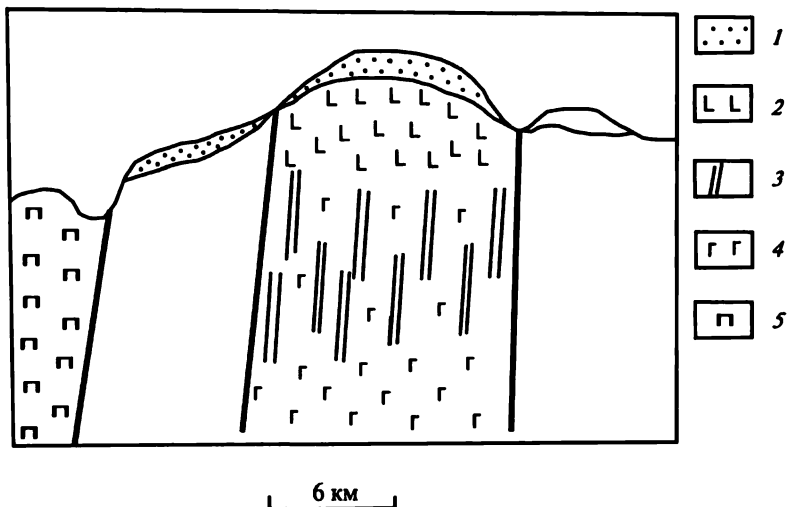


Рис. 5.1. Широтный разрез вдоль хр. Палмер (Центральная Атлантика), иллюстрирующий блоковое строение океанической коры (Добрецов и др., 1991):

1 – осадки; 2 – базальты; 3 – параллельные дайки; 4 – габбро; 5 – серпентиниты

5.1.3. МАЛЫЕ СПРЕДИНГОВЫЕ СИСТЕМЫ

Малые спрединговые системы составляют особую категорию океанских тектонических структур. Они не входят в состав Мировой рифтовой системы, имеют существенно более молодой возраст зарождения. Их образование связывается с изолированными конвективными глубинными энергетическими источниками (Пушаровский, 2001). Примерами таких систем являются в Тихом океане – Чилийская,

Галапагосская, Хуан де Фука, в Атлантическом — Метеор. Чилийская система расположена к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия и простирается на 1300 км. Она заложилась 24 млн лет назад, т. е. на 15–20 млн лет позже, чем срединно-океанический хребет в данном районе Тихого океана. Скорость спрединга в ней составляет 6,7 см/год, что ниже, чем в соседнем отрезке Восточно-Тихоокеанского поднятия (10 см/год). Галапагосская система протяженностью около 2000 км вытянута в широтном направлении и имеет ярко выраженную рифтовую долину шириной до 20 км. Плечи рифта высоко подняты. Скорость спрединга в два раза ниже, чем в ближнем секторе срединно-океанического хребта. Эта система образовалась 8 млн лет назад и своим западным клиновидным окончанием врежется в Восточно-Тихоокеанское поднятие, вызывая его разрушение. Система Хуан де Фука длиной 1200 км заложилась в позднем миоцене и также не связана с Мировой рифтовой системой, которая уходит в этом районе Тихого океана в Калифорнийский залив. Система Метеор расположена к северо-востоку от одноименных гор и является самой молодой, поскольку сопряжена с заведомо молодым разломом Шака. Срединно-Атлантический хребет в этой области заложился в поздней юре. Все малые спрединговые системы тектонически активны, характеризуются высокой сейсмичностью и широким проявлением магматизма.

5.2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В зонах океанического спрединга формируется достаточно широкий спектр магматических пород: гипербазиты, габбро, долериты, базальты, существенно реже плагиограниты, трондьемиты, альбититы, натриевые риолиты. Наиболее широким распространением пользуются толеитовые базальты, хотя встречаются субщелочные и совсем редко щелочные.

Базальты срединно-океанических хребтов разделяются на три основных типа: нормальные (N-MORB — *normal middle oceanic ridge basalt*, Н-COX), обогащенные (E-MORB — *enriched middle oceanic ridge basalt*, О-COX) и переходные (T-MORB — *transitional middle oceanic ridge basalt*, П-COX).

Нормальные базальты обеднены легкими редкими землями, так что отношение $La/Lu_{(N)}$ всегда меньше единицы (рис. 5.2), содержат незначительные количества K_2O (0,1–0,5 %). Для них характерны низкие концентрации элементов с крупными ионными радиусами (литофилов) и высокие концентрации элементов группы железа (Ti, Cr, Ni, Co).

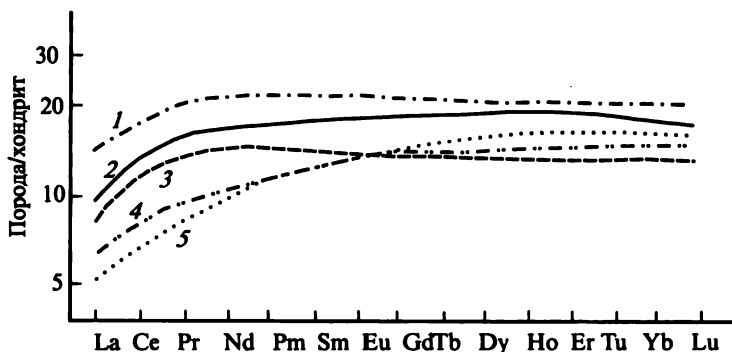


Рис. 5.2. Спектры редких земель нормальных базальтов (N-MORB):
 1 — Срединно-Атлантического хребта; 2 — хребта Калсберг (Индийский океан);
 3 — Восточно-Тихоокеанского поднятия; 4 — грабена Красного моря;
 5 — хребта Рейкьянес (Шиллинг, 1973)

Обогащенные базальты не истощены литофильными элементами и легкими лантаноидами, отношение $La/Lu_{(N)}$ всегда больше единицы. Эталон таких базальтов считаются породы, развитые в пределах Срединно-Атлантического хребта в районе 45° и 63° с. ш. За эталон переходных базальтов приняты породы, широко распространенные в пределах хребта Рейкьянес (Wood et al., 1980). На рисунке 5.3 приведены спектры микроэлементов для обогащенных базальтов.

Генезис обогащенных и переходных типов базальтов является предметом дискуссий. Большинство исследователей связывают их появление с глубинными мантийными плюмами.

Мантийные плюмы, если они расположены вблизи срединно-океанического хребта (Азорские острова, Ян-Майен) или непосредственно на его оси (Исландия) оказывают двойное влияние на магматизм в пределах хребта. С одной стороны, в результате термического воздействия более горячего вещества плюма на верхнюю мантию

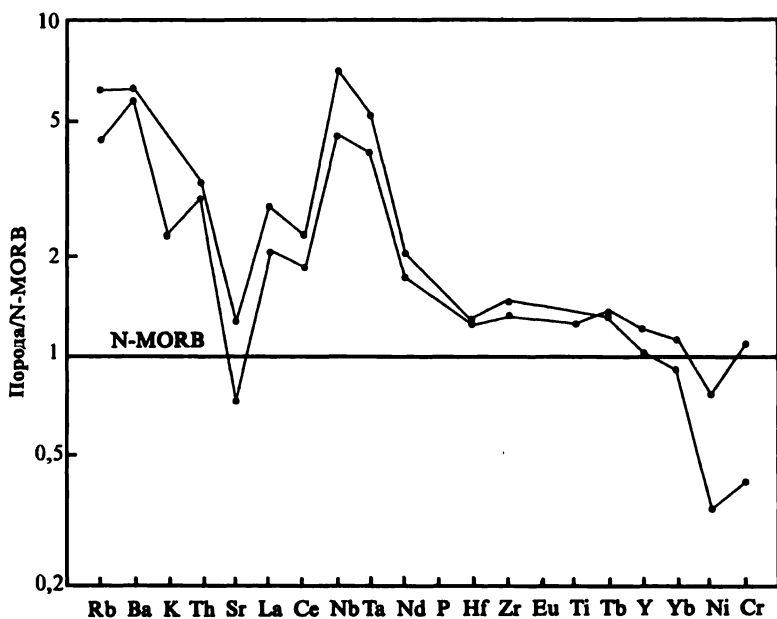


Рис. 5.3. Мультиэлементные спектры обогащенных базальтов (E-MORB), хр. Рейкьянес. Диаграмма построена по данным (Ch. Walker, 1991)

происходит дополнительный разогрев зоны магмогенерации, что способствует повышению степени частичного плавления субстрата и изменяет ход кристаллизационной дифференциации. И то и другое приводит к изменению химического состава изливающихся лав. Подобные разогретые участки хребтов обычно наиболее высоко приподняты или даже, как в случае с Исландией, выходят на дневную поверхность. С другой стороны, происходит химическое воздействие, выражающееся в смешении плюмажных расплавов с расплавами, генерируемыми непосредственно в недрах срединно-океанического хребта. Нормальные деплетированные базальты обогащаются магмофильными элементами, легкими REE и другими микроэлементами, в результате чего появляются переходные (Т-MORB) и обогащенные (E-MORB) их типы, причем влияние плюма на состав базальтов хребта фиксируется на расстоянии до 1000 км от него.

Во многих работах показано, что раскол континента и последующее развитие спрединга начинаются с функционирования плюмов (горячих точек), которые в течение некоторого времени остаются центрально хребтовыми. Если же в силу тех или иных причин происходит миграция хребта, то и в этом случае между хребтом и горячей точкой довольно длительное время сохраняется астеносферный канал, по которому продолжается перетекание расплава.

До недавнего времени считалось, что существенно преобладающие нормальные базальты рифтовых зон океанов удивительно близки по своему химическому составу. Это связывалось прежде всего с однотипным мантийным источником. Действительно, по распределению главных петрогенных оксидов базальты мало различаются, относятся к оливиннормативным толеитам, выплавляемым в равновесии с мантийным источником, обогащенным кальцием и алюминием и обедненным элементами с крупными ионными радиусами и легкими REE (источник DM — деплетированная мантия).

По мере накопления фактического материала с более детальным изучением поведения редких элементов, REE, а также изотопных соотношений обнаружилось значительные изменения химического состава базальтов, что указывает на гетерогенность источника, разную степень частичного плавления вещества мантии и различные особенности фракционирования расплавов в пределах рифтовых зон океанов. Эти явления, в свою очередь, обусловлены неоднородностями мантийного течения, распределением тектонических нарушений, усложняющих структуру спрединговых зон, что приводит к их сегментации.

5.3. СЕГМЕНТАЦИЯ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В последние годы разными исследователями была установлена морфотектоническая, петрохимическая и изотопная сегментация срединно-океанических хребтов. Морфотектоническая и петрохимическая сегментация обуславливаются геодинамическими процессами: скоростью спрединга, интенсивностью подъема вещества мантии и продуктивностью магматизма. Например, в пределах Срединно-Атлантического хребта выявлено три крупных сегмента, различающихся морфотектоническим строением, границы между которыми проходят по тройным сочленениям: Азорского; Зеленого

Мыса и Буве (Дубинин, Ушаков, 2001). Петрохимическая сегментация в целом совпадает с морфотектонической (рис. 5.4). Различия установлены в основном для района приэкваториальной Атлантики, где граница между петрохимическими сегментами проведена по трансформному разлому Чейн.

Л. В. Дмитриевым и др. (1990) методами статистической обработки более 6000 химических анализов закалочных стекол установлена бимодальность составов толеитовых базальтов рифтовых зон океанов в распределении таких элементов, как Na, Ca, Ti и REE. Обогащенные группы были названы TOP-1 и TOP-2 (TOP — толеиты океанических рифтов). В зарубежной литературе они известны как N1 N-MORB и N2 N-MORB (Morel, Hekinian, 1980; Klein, Langmuir, 1987 и др.). Кластерный анализ выявил шесть групп TOP, составы которых, а также объемные соотношения в Атлантическом и Тихом океанах оказались довольно близкими (Дмитриев и др., 1990). Помимо вышеупомянутых групп TOP-1 и TOP-2, это TOP-Fe, TOP-Fe, Ti, TOP-Na и TOP-K (толеиты обогащенные соответственно железом, железом и титаном, натрием и калием).

По простирацию Срединно-Атлантического хребта выделено несколько протяженных петрологических провинций в составе трех крупных регионов, границы которых совпали с контурами ведущих тектонических структур, геофизических полей и сегментов с различной морфологией хребтов.

Южно-Атлантический регион расположен между разломами Чейн (3° ю.ш.) и Буве (54°30' ю.ш.). Он характеризуется относительно постоянным умеренно погруженным рельефом со средней глубиной около 3000 м, нарушения которого наблюдаются в зонах крупных разломов. В данном регионе преобладают TOP-2 с подчиненным количеством TOP-1. Вблизи крупных разломов размещаются TOP-K (толеиты, обогащенные калием). Южнее разлома Буве в пределах срединно-океанических рифтовых зон преобладают толеиты, обогащенные натрием (провинция TOP-Na).

Южный регион Северной Атлантики включает два сегмента. В Приэкваториальном сегменте между разломами Чейн (3° ю.ш.) и Зеленого Мыса (15°20' с.ш.) осевая часть Срединно-Атлантического хребта наиболее погружена до 3200 м. В этом сегменте преобладают TOP-2. В Центральном сегменте между разломами Зеленого Мыса

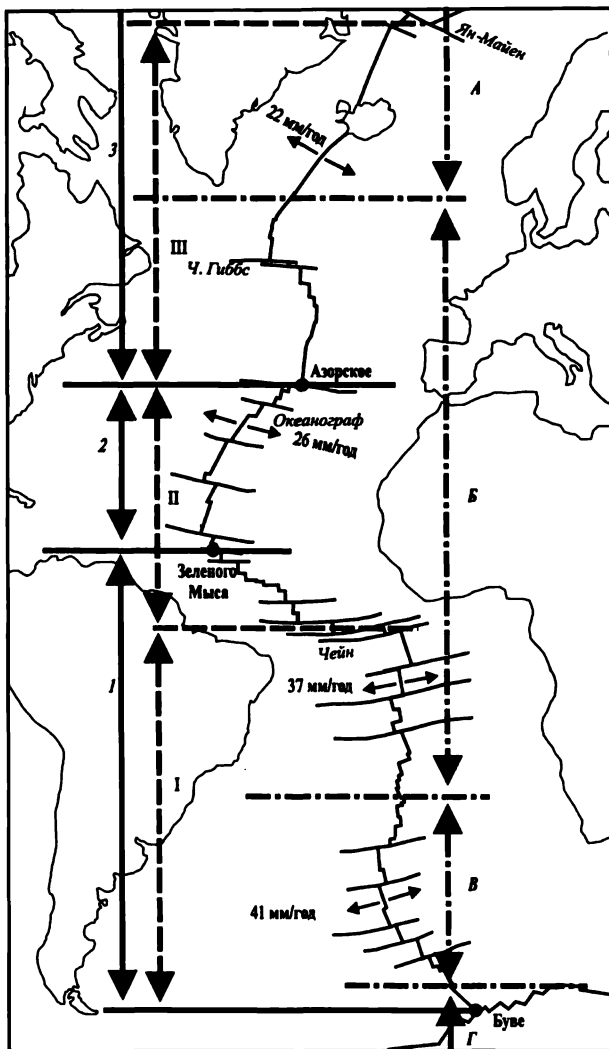


Рис. 5.4. Морфотектонические (1, 2, 3), петрохимические (I, I, III) и изотопные (А, Б, В, Г) сегменты первого порядка Срединно-Атлантического хребта (Пустовой и др., 2001), с упрощением.
Жирные точки — тройные сочленения

и Океанограф (35° с.ш.) с умеренно погруженной осевой зоной (2900 м) также преобладают TOP-2.

Северный регион Северной Атлантики характеризуется более высокой продуктивностью магматизма, чем Южный. Здесь развиты преимущественно TOP-1, которые выплавляются на большей глубине и при более высокой температуре, чем TOP-2. Широко распространены также TOP-Fe, являющиеся продуктами дифференциации TOP-1, и TOP-K, происхождение которых связывается с влиянием мантийных плюмов. Северный регион включает два сегмента. Азорский сегмент, расположенный между разломами Океанограф и Чарли Гиббса (52° с.ш.), характеризуется повышенной мощностью коры, приподнятой осевой зоной хребта (глубина 2000 м). Исландский сегмент расположен севернее разлома Чарли Гиббса до разлома Ян-Майен (70° 30' с.ш.) и отличается наиболее приподнятой осевой долиной. Ее глубина без учета рельефа Исландии составляет 1400 м. В пределах сегмента преобладают TOP-Fe (толеиты, обогащенные железом). К северу от разлома Ян-Майен расположены самые молодые структуры Полярной Атлантики: хребты Ян-Майен (TOP-K), Мона (TOP-1) и Книповича (TOP-Na).

Происхождение отдельных групп базальтов большинством исследователей связывается с различной глубиной плавления субстрата и кристаллизационной дифференциацией расплава. На рисунке 5.5 приведена модель Л.В. Дмитриева и др. (1998).

Существует и другое мнение, состоящее в том, что различие в составе базальтов N1 N-MORB (TOP-1) и N2 N-MORB (TOP-2) обусловлено различной степенью плавления гомогенного источника (плагиоклазового или шпинелевого лерцолита): 13–20 % для первых и 8–12 % для вторых (Bender et al., 1978).

Любопытно отметить, что изотопные провинции (с границами по 49°2' ю.ш., 24°25' ю.ш. 57°9' с.ш.) не согласуются ни с морфотектоничекой, ни с петрохимической сегментацией (см. рис. 5.4). Они не ограничиваются тройными сочленениями и крупными трансформными разломами, пересекают границы разуплотненных областей в мантии и вписываются в субширотную трансокеанскую зональность (Пустовой и др., 2001). При этом оказалось, что нормальные базальты Срединно-Атлантического хребта и Мирового океана в целом по изотопным соотношениям не соответствуют мантийному источнику DM (рис. 5.6), располагаясь преимущественно на линии

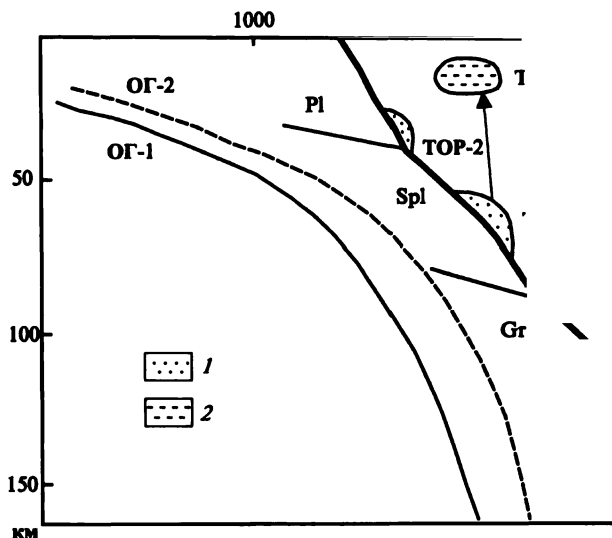


Рис. 5.5. РТ условия образования родоначальных расплавов

Атлантического хребта (Дмитриев и др., 1988). 1 — зоны образования первичных расплавов; 2 — промежуточная камера; CC — солидус сухого лерцолита; OG-1 и OG-2 — океанические хребты с различной скоростью спрединга; линиями разграниченности плагиоклазовых (Pl), шпинелесвых (Sp) и гранатовых

смешения его с источником F (focal), а обогащенные базальты (T-MORB и E-MORB) — на линиях смешения F, EM и HIMU.

В настоящее время установлено, что мантия, в которой выплавляются магматические расплавы, крордна по своему химическому составу. Прежде всего деплетированная мантия (DM) — часть верхней геистощенной мантии Земли, обедненная электрополож элементами с крупными ионами (U, Th, K, Rb, Cs, Sr, E легкими редкоземельными элементами (La, Ce, Pr, Nd, сравнению с другими типами мантии. Для деплетированной характерны пониженные значения изотопных соотношений ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и повышенное — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. что деплетированная мантия является источником для н

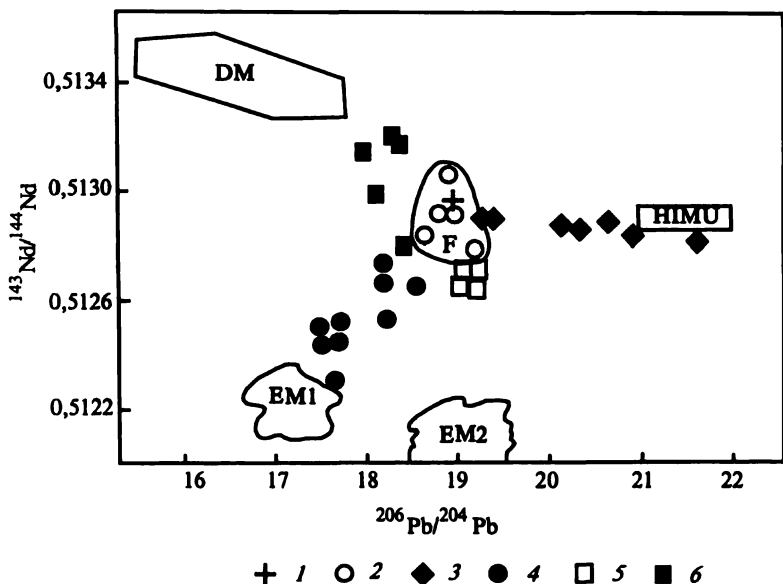


Рис. 5.6. Изотопные типы магматических пород океанов (Миронов и др., 2001). DM, EM1, EM2, HIMU – конечные мантийные компоненты (Zindler, Hart, 1986):

1 – фокальный компонент (F); 2–6 – кластеры пород: 2 – F; 3 – F+HIMU; 4 – F+EM1; 5 – F+EM2; 6 – F+DM)

базальтов срединно-океанических хребтов, а также бонинитов. Причины деплетированности мантии связаны с общим химическим составом Земли и историей ее дифференциации с раннего геологического времени (Zindler, Hart, 1986). Обогащенная литофильными элементами мантия (EM) подразделяется на две группы: EM1, в которой содержание Nd выше содержания Sm, а соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704–0,706) относительно низкое, близкое к первичному; EM2, где Rb преобладает над Sr, причем $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (около 0,720) существенно выше, чем у любого другого источника. Тип мантии HIMU обогащен U и Th относительно Pb, имеет очень высокие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что говорит о большом возрасте (> 1 млрд лет) мантийного источника.

Изотопные провинции отражают крупномасштабную гетерогенность мантии. Например, Центральная и Западная Европа, а также

примыкающая часть Северной Атлантики находятся в пределах крупного максимума гравитационного потенциала, обусловленного повышенным отношением Fe/Mg в верхней мантии (Абрамович и др., 1997). Это выражается в том, что разновозрастные и разнотипные магматические породы (как интрузивные, так и эффузивные) этой обширной области характеризуются повышенной железистостью.

В качестве другого примера следует отметить геохимическую аномалию Dupal Южного полушария, протянувшуюся в виде субширотной полосы через все океаны. В ее пределах базальты имеют более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и более низкие — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, La/Sm, Nb/Zr, Rb/Sr по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Предполагается, что аномалия Dupal образовалась позже, чем мантия, которая является источником магм вышеупомянутых срединно-океанических хребтов (Hart, 1984).

5.4. РОЛЬ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ В МАГМОГЕНЕЗЕ

Сегментация спрединговой оси трансформными разломами является результатом приспособления конструктивной границы литосферных плит к структуре мантийного апвеллинга. Считается, что концентрация трансформных разломов происходит в областях наибольшего несоответствия мантийного апвеллинга мгновенной кинематике расходящихся плит (Абрамович и др., 1997). В зоне трансформного разлома молодая и более легкая литосфера приподнята, а более древняя и тяжелая — опущена. Поскольку восходящий мантийный поток не только наращивает края расходящихся плит, генерируя базальтовую магму, но и частично растекается вдоль хребта из мест избыточного поступления расплава в сторону его дефицита, то при смещении оси хребта по трансформному разлому возникает препятствие — своеобразная дамба. В этом случае расплав вынужден распространяться вдоль трансформного разлома. По геохимическим характеристикам базальты зон трансформных разломов, изливающиеся вблизи спредингового хребта, мало отличаются от срединно-океанических.

Если при движении по трансформному разлому присутствует ротационная компонента, возникают области либо растяжения (транстензионные зоны), либо сжатия (транспрессионные зоны).

В первом случае из-за декомпрессии на глубине в зоне трансформного разлома образуются магматические расплавы, как правило, повышенной щелочности, вплоть до щелочных. Их появление связывают с очень низкой степенью частичного плавления субстрата (не более 1–5 %). Щелочные базальты образуются также при отмирании спредингового хребта (Lin et al., 1990). В том случае, когда процессы транстенсии усиливаются вплоть до образования вдоль трансформного разлома впадин типа *pull-apart*, генерируются более деплетированные, чем N-MORB, базальты. Этот факт можно объяснить большей степенью частичного плавления обедненной лерцолитовой мантии, которая уже была истощена при генерации базальтов в рифтовой зоне океана.

В местах пересечения срединно-океанического хребта с трансформным разломом рифтовая долина погружается, что связано с затуханием магматической деятельности в результате подхода хребта к холодной плите по другую сторону разлома. При этом образуется глубокий нодальный бассейн изометрической формы, а также возвышающееся над ним поднятие внутреннего угла (рис. 5.7). Амплитуда рельефа достигает 1500–3000 м и даже 5000 м. В подобных структурах на поверхность океанического дна выводятся глубинные части океанической коры, в том числе и серпентинизированные гипербазиты верхней мантии. Формирование поднятий объясняется с разных позиций. Во-первых, предполагается чисто тектоническое перемещение блоков по пологому срыву, пересекающему океаническую кору целиком и в том числе часть верхней мантии. В этом случае просматривается некая аналогия с континентальным рифтогенезом, когда обнажаются метаморфические ядра. Э. Бонатти (Bonatti, 1976) считает, что серпентинизация мантийных перидотитов происходит за счет их реакции с морской водой, что и приводит к разуплотнению, существенному увеличению объема и подъему блоков. Естественно, что проникновение морской воды вглубь будет максимальным в зонах пересечения океанического рифта с трансформным разломом, где существуют условия для дробления океанической коры и образования гьяров. Склоны поднятий интенсивно разрушаются, что приводит к образованию глыбовых брекчий с обломками базальтов, долеритов, габбро, гипербазитов. С подобных склонов подняты образцы пород, характеризующие состав океанической коры, и здесь изучено с подводных спускаемых аппаратов ее строение.

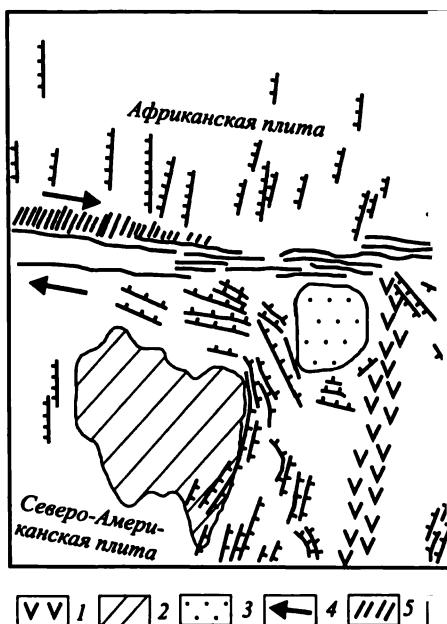


Рис. 5.7. Сочленение трансформного разлома Кейн с рифт Атлантического океана (Зоненшайн, Кузьмин, 1993, с у
1 — неовулканическая зона (ось спрединга); 2 — поднятие в ну
3 — нодальный бассейн; 4 — направление перемещения вдоль т
разлома; 5 — медианный хребет; 6 — сбросы; 7 —
трансформного разлома

5.5. СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Разрез океанической коры установлен по ния, подводного бурения, визуальных наблюдений с по аппаратов, сейсмического зондирования. В составе норм- нической коры сверху вниз выделяются следующие сло геодинамического анализа..., 1997).

Слой I мощностью около 400 м сложен осадками, ск- дольных сейсмических волн в которых составляет 1–1,7 г II состоит из: 1) подушечных базальтов (IIa, мощност: 4,12 км/с) и параллельных даек (IIб, мощность — 500 м, с

Третьему слою соответствуют габбро и метагаббро (IIIa, мощность — 1000 м, 6,77 км/с), а также расслоенный комплекс дунитов, пироксенитов, гарцбургитов (IIIб, мощность — 2900 м, 7,42 км/с). Тектонизированные лерцолиты и гарцбургиты, подстилающие расслоенный комплекс, относятся к образованиям верхней мантии и выделяются как слой IV (8,2 км/с). Следует отметить, что мощности отдельных слоев могут существенно изменяться в разных участках океана. Например, в районе ТАГ Срединно-Атлантического хребта (26' с.ш.) на восточном борту рифтовой долины мощность слоя II составляет всего 600 м (300 м — базальты, 300 м — параллельные дайки), что в три раза меньше нормальной мощности этого слоя. При этом скрины в дайковом комплексе сложены габбро в отличие от комплексов дайка в дайке, развитых при большей мощности слоя IIб.

5.6. СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Идентичность разрезов океанической коры и офиолитовых комплексов складчатых областей континентов была отмечена Дж. Брюном (Brunn, 1959), А. В. Пейве (1969), Р. Колманом (1979) и многими другими. Офиолитовые комплексы пользуются незначительным распространением, однако именно они имеют принципиальное значение для восстановления исчезнувших океанических бассейнов. Следует помнить, однако, что остатки океанической коры могут принадлежать различным бассейнам: открытым океанам; малым океаническим бассейнам типа Красного моря и Калифорнийского залива; задуговым спрединговым морям. Для того чтобы более или менее достоверно установить характер бассейна, необходимо привлекать данные о типах, мощности и составе магматических и осадочных пород, ассоциирующихся с офиолитами. Например, если в офиолитовых разрезах нет признаков влияния зон субдукций: отсутствуют вулканокластические осадки с обломками островодужных пород; в микроэлементном составе базальтов не установлена субдукционная компонента (см. в гл. 7); они перекрыты маломощной толщей глубоководных осадков, то можно говорить о формировании их в пределах срединно-океанического хребта крупного океана. Если офиолиты перекрыты мощной толщей терригенных осадков, а скрины в комплексах параллельных даек состоят не только из габброидов, но

и терригенных пород, то, скорее всего они образовались в малом океаническом бассейне, где скорость осадконакопления достаточно высока за счет интенсивного размыва его бортов.

Глубину бассейна можно оценить по степени пористости (пузыристости) изливающихся лав (рис. 5.8 А), которая зависит от гидростатического давления воды (Moore, 1970). Э. Клейн и С. Лангмуир (Klein, Langmuir, 1987) статистически установили зависимость изменения химического состава базальтов от глубины формирования неотектонической зоны (рис. 5.8 Б). Скорость спрединга можно приблизительно оценить по степени порфировости базальтов, о чем говорилось выше, а также по концентрациям и соотношениям TiO_2 , P_2O_5 , FeO и MgO (рис. 5.9, 5.10). Однако следует помнить, что диаграммы, приведенные на рисунках 5.9 и 5.10 применимы только к низкокалиевым базальтам толеитовой серии, а высокотитанистые базальты могут образовываться за счет кристаллизационной дифференциации магм в условиях низкоспрединовых хребтов. Например, в Срединно-Атлантическом хребте встречаются базальты с содержанием TiO_2 до 2,74 % (Дмитриев и др., 1990). На

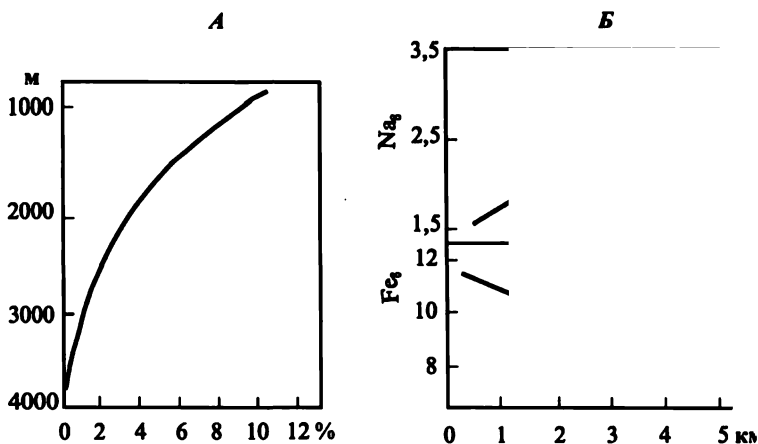


Рис. 5.8. Зависимость пузыристости (А) и изменения химического состава (Б) базальтов от глубины их излияния:

А — по (Moore, 1970); Б — по (Klein, Langmuir, 1987); $\text{Na}_2 = \text{Na}_2\text{O} + 0,373 \text{ MgO}$; $\text{Fe}_2 = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + 1,644 \text{ MgO}$

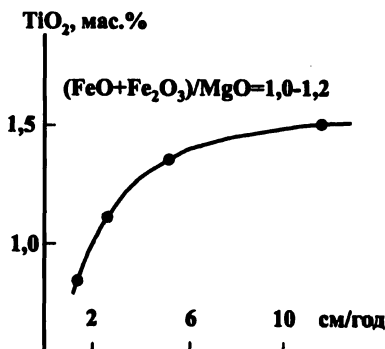


Рис. 5.9. Зависимость содержания оксида титана в низкокальциевых толеитах от скорости спрединга (Матвеенков и др., 1983)

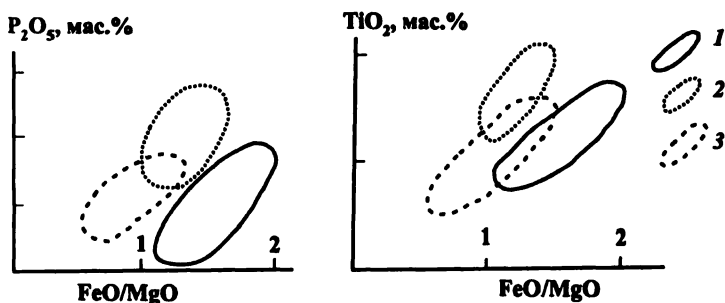


Рис. 5.10. Соотношения оксидов фосфора, железа, магния и титана в низкокальциевых толеитах срединно-океанических хребтов с различной скоростью спрединга (Матвеенков и др., 1983):

1 – Красное море; 2 – Атлантический океан; 3 – Восточно-Тихоокеанское поднятие

низкую скорость спрединга указывает также наличие крупноглыбовых брекчий, образовавшихся при разрушении аномальных склонов рифтовых долин. Продукты разрушения часто перекрываются более поздними потоками базальтов. В ископаемом состоянии подобные взаимоотношения могут трактоваться как резкие несогласия, связанные с какой-нибудь глобальной или региональной тектонической фазой. Глыбовые брекчии часто принимаются также за взрывные пирокластические образования.

ГЛАВА 6

МАГМАТИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

6.1. ТИПЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ИХ РАЗВИТИЕ

Островные дуги представляют собой цепи островов с активными вулканами, расположенные в сложной зоне перехода от континента к океану и составляющие вторую по сравнению со срединно-океаническими хребтами глобальную систему Земли. Они почти всегда выступают над уровнем моря и состоят из трещинных, чаще стратовулканов центрального типа, для которых характерны преимущественно взрывные, эксплозивные извержения. Практически все известные катастрофические извержения связаны именно с вулканами островных дуг: Кракатау (1883 г.); Мон-Пеле (1912 г.) и др. Коэффициент эксплозивности (процентное отношение эксплозивных и лавовых разностей) для образований островных дуг очень высок и находится в интервале от 85 для Идзу-Бонинской дуги до 99 для Зондской дуги (Раст, 1982). Это связано с чрезвычайно высокой флюидонасыщенностью островодужных магм. Вулканические дуги сопровождаются мощными шлейфами вулканогенно-обломочных и туфогенных образований, которые распространяются на большие расстояния и отлагаются в пределах как преддуговых, так и задуговых склонов.

Различают энсиалические островные дуги, возникшие на коре континентального типа (Японская) и энсиматические — океанического (Марианская). Многие исследователи делят их также на юные (Идзу-Бонинская, Марианская), развитые (Малая Антильская, Курильская) и зрелые (Японская). Противники подобного деления дуг подчеркивают, что зрелые дуги изначально закладывались на коре континентального типа.

Развитие островных дуг — достаточно сложный и самое главное индивидуальный процесс. Общим является то, что они сопряжены с разной степени выраженным глубоководным желобом и располагаются над сейсмофокальной зоной Заварицкого-Беньофа, которая фиксирует субдукцию более древней и тяжелой океанической ли-

тосферной плиты либо под молодую, более легкую океаническую, либо под континентальную плиты.

Термин «субдукция» впервые использовал А. Амштуц в 1938 г. при описании пододвигания тектонического покрова Монте-Роза под покров Сен-Бернар в Альпах. В данном случае речь идет о континентальной субдукции, которая в честь автора носит название А-субдукции, в отличие от Б-субдукции (Б-Беньоф). Однако еще в 1881 г. английский физик О. Фишер предположил связь Тихоокеанского огненного кольца с погружением под континент океанической коры. В настоящее время в понимании многих исследователей субдукция не сводится только к пододвиганию или надвиганию одной плиты на другую. Зоны субдукции рассматриваются как зоны схождения, конвергенции литосферных плит, разрушения и дегидратации литосферы, сформировавшейся при спрединге в срединно-океанических хребтах, зоны формирования коры континентального типа, зоны начальных стадий нисходящей ветви мантийной конвекции (Абрамович и др., 1997). Процессы в зонах субдукции включают в себя генетически или парагенетически связанные проявления магматизма, метаморфизма, сейсмичности, структурных и деформационных преобразований вещества. Изучение подобных процессов проводится специалистами разных направлений: геологами, геофизиками, петрологами, геохимиками, тектонофизиками и др. Общность объекта исследования обусловила появление новой самостоятельной ветви геологической науки — субдуктологии, имеющей первостепенное значение для понимания основных закономерностей континентальной геологии. Выделяют региональную субдуктологию, цель которой заключается в расшифровке истории тектонического развития современных и древних конкретных зон субдукции. Задача сравнительной субдуктологии состоит в выявлении причин разнообразия зон субдукций и построении их систематики. Общая субдуктология рассматривает различные модели геодинамических процессов в зонах субдукций (Основы геодинамического анализа..., 1997).

Для островных дуг отмечается повышенная сейсмичность, которая носит часто катастрофический характер. При этом практически мгновенно происходит перемещение огромных горных масс и образование разрывов. Очаги землетрясений приурочены как к субдуцируемой океанической плите, так и участкам, располагающимся

над зоной субдукции. Частота повторяемости катастрофических землетрясений зависит от скорости субдукции (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). При скорости около 10 см/год они случаются в среднем раз в 10 лет (островные дуги западного обрамления Тихого океана), а при скорости 2–5 см/год — раз в 100 лет (Малые Антильские острова, Каскадные горы на западе Северной Америки).

В островных дугах происходит наращивание континентальной коры. По образному выражению Л. П. Зоненшайна и М. И. Кузьмина (1993), они являются «своеобразными кухнями, где происходит формирование континентальной коры за счет океанической», поскольку преобладающие в них андезиты соответствуют среднему химическому составу континентальной коры. Ими подсчитано, что только 10 % верхней пластины океанической плиты мощностью около 10 км идет на образование континентальной коры, а оставшиеся 90 % погружаются в мантию. Если же учесть, что в плавлении и поставке магматического материала на поверхность в островных дугах участвует также мантийный клин над зоной субдукции, то процент переработки океанической плиты окажется существенно более низким.

В ранних работах магматизм, проявляющийся в зонах субдукции, напрямую связывался с плавлением погружающейся литосферной пластины. В качестве примера приводились участки с ослабленной сейсмичностью или полностью асейсмичные интервалы, так называемые зоны молчания. В последнее время в результате детальных петрологических, геохимических и изотопных исследований было установлено участие в магомгенезе самых разнообразных субстратов, подвергнутых воздействию флюидов, выделившихся при дегидратации субдуцируемой плиты. Согласно экспериментальным данным выплавление толеитовых и известково-щелочных магм основного состава может происходить как из кварцевых эклогитов субдуцируемой пластины, так и из обводненных лерцолитов мантийного клина над зоной субдукции. В литературе приводятся многочисленные доказательства образования более кислых пород в результате плавления коры. Таким образом, процессы магомгенерации под островными дугами развиваются преимущественно в надсубдукционной обстановке.

Связь магматизма с процессами в погружающейся пластине наиболее отчетливо проявляется в зависимости положения фронта

вулканизма островных дуг (линии, ограничивающей вулканический пояс со стороны желоба) от угла наклона сейсмофокальной зоны (рис. 6.1). Чем он круче, тем меньше расстояние от желоба до участков проявления вулканической деятельности. Магматизм начинается в том случае, когда субдуцируемая пластина достигает глубин порядка 100–180 км. Рассмотрим процессы, происходящие в погружающейся пластине.

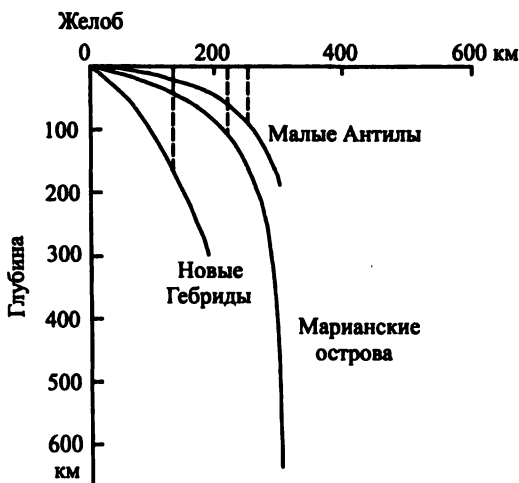


Рис. 6.1. Зависимость положения вулканического фронта от угла наклона сейсмофокальной зоны (Jarrard, 1986)

При погружении холодной и плотной океанической литосферы в мантию происходит ее постепенное нагревание и метаморфизм. Следует отметить, что породы субдуцируемой пластины существенно метаморфизованы. Среди образцов пород, драгированных непосредственно из рифтовых зон океанов и других участков океанического дна, метаморфические породы (амфиболиты, габбро-амфиболиты, хлоритовые сланцы, серпентиниты и др.) преобладают над относительно слабоизмененными магматитами (Миясиро и др., 1973). При достижении глубин порядка 40–60 км начинается постепенное преобразование пород основного (базальтового) состава в эклогиты (гранат+омфациит+кварц±амфибол), плотность которых значительно

выше плотности исходных пород. Это приводит к утяжелению пластины, снижению ее плавучести, что способствует дальнейшему погружению в мантию. Замечено, что с этих глубин происходит также возрастание угла наклона пластины. Эклогитизация сопровождается также дегидратацией водосодержащих минералов, процессы которой резко усиливаются в диапазоне глубин от 80 до 125 км, где распадается амфибол (Tatsumi et al., 1986). Выделившаяся вода вместе с растворенными в ней химическими элементами с низкими потенциалами ионизации представляет собой флюид, мигрирующий в расположенный над пластиной мантийный клин, что способствует его метасамотизации и плавлению, поскольку флюиды существенно понижают температуры плавления вещества практически любого состава.

Погрузившиеся в мантию литосферные пластины уверенно прослеживаются в подавляющем большинстве современных зон субдукции до глубин около 670 км, т. е. до границы верхней и нижней мантии (Основы геодинамического анализа..., 1997). Некоторые исследователи считают, что только относительно молодые разогретые плиты задерживаются на этом барьере, в то время как толстые зрелые плиты могут его прорывать и опускаться до границы ядра и мантии (Ringwood, Irifune, 1988), т. е. до слоя D". Так, данные сейсмической томографии свидетельствуют о достижении слэбом плиты Фаралон глубин 2770 км (Grand, 1997).

6.2. СТРОЕНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ

В поперечном строении островных дуг выделяются следующие структурные элементы (от фронта к тылу): 1) глубоководный желоб; 2) аккреционная призма; 3) внешнее дуговое поднятие, называемое также невулканической дугой; 4) преддуговой прогиб; 5) вулканическая дуга. В тылу островных дуг располагается глубоководный задуговой бассейн окраинного моря (рис. 6.2). В настоящее время строение островных дуг исследовано достаточно детально с применением геофизических методов, глубоководного бурения, наблюдений с подводных аппаратов и драгирования.

Глубоководный желоб представляет собой геоморфологическое выражение выхода плоскости субдукции на океаническое дно. Как правило, он имеет асимметричное строение с относительно пологим

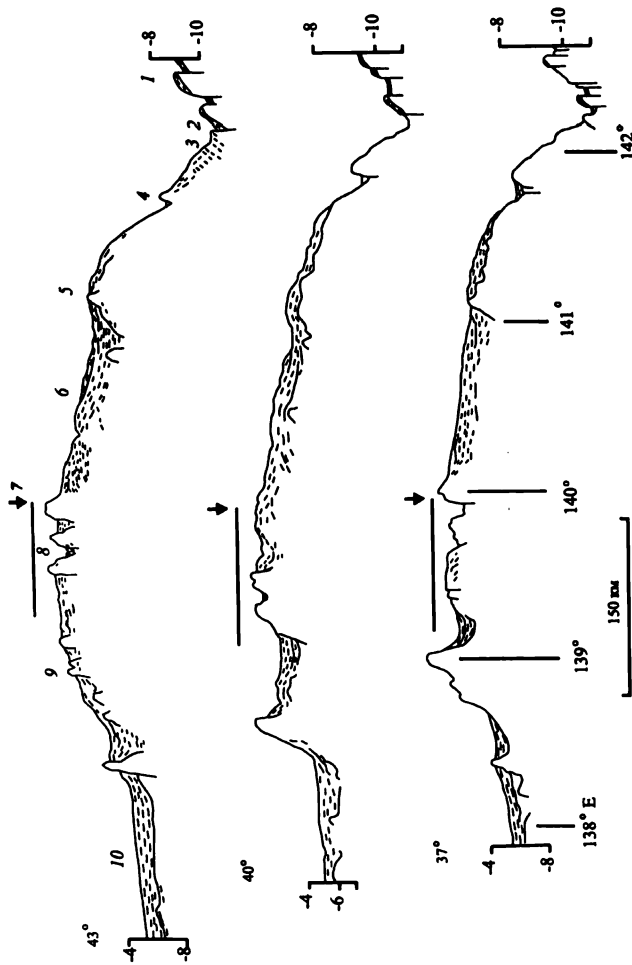


Рис. 6.2. Профили вкост Идзу-Бонинской островной дуги (Taylog et al., 1992):

1 — океанический склон глубоководного желоба; 2 — глубоководный желоб;

3 — аккреционная призма; 4 — подводная коническая гора, серпентинитовый грязевой вулкан; 5 — внешнее дуговое поднятие (внешняя дуга); 6 — междуготовый прогиб; 7 — вулканический фронт (линией показана область современного вулканизма); 8 — внутридуговая рифтогенная впадина; 9 — тыловая зона; 10 — задуготовый бассейн

за счет динамического подпора субдуцирующей плиты. Мощность коры под островными дугами составляет в среднем 20–25 км. От подошвы коры до глубин 80–100 км прослеживается область пониженных сейсмических скоростей (6,7–6,8 км/с), которая сливается с астеносферой. Эта область трактуется как канал для выведения надсубдукционных магм к поверхности (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Магматические очаги уверенно определяются геофизическими методами на глубинах 30–60 км и выше. Например, под Корякско-Авачинской группой вулканов на Камчатке установлен общий магматический корень, поднимающийся с глубин 80–100 км, а на глубинах 30–40 км располагаются очаги под отдельными вулканами (Фарберов, 1974). Область питания толеитовых базальтов Толбачика находится на глубине 30–50 км, а промежуточные камеры зафиксированы на глубинах 7–8 км.

Задуговые бассейны формируются так же, как и островные дуги, над зонами субдукции. Однако многие исследователи относят их к самостоятельной геодинамической обстановке. Магматизм этих структур рассматривается в отдельной главе.

6.3. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСТРОВНЫХ ДУГ

На примере Японской островной дуги Х. Куно (Kuno, 1966) показал, что вкрест простираения дуги происходит смена магматических серий от толеитовой во фронтальной части, известково-щелочной в центральной части до шошонитовой в тылу. Впоследствии подобная зональность была установлена и для других дуг. Процентные соотношения пород различных серий для каждой дуги строго индивидуальны. Магматиты толеитовой серии наиболее широко развиты в юных энсиматических дугах (Тонга, Марианская), а известково-щелочной и шошонитовой — в развитых и зрелых энсиалических (Японская, Курильская). В островных дугах встречаются также относительно редкие магматические породы, относящиеся к бонинитовой и адакитовой сериям.

Поперечная зональность, выражающаяся в закономерных вариациях химического состава магматических серий, связывается большинством исследователей с различной глубиной выплавления первичных магм, которая зависит от положения зоны Бенъофа. Такая

зависимость, безусловно, существует, особенно в отношении калия и близких к нему по химическим свойствам элементов (рис. 6.3).

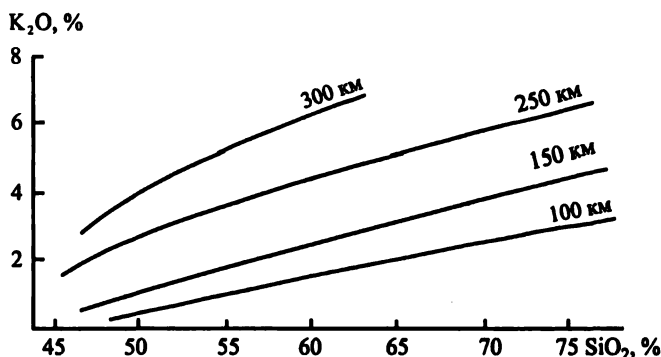


Рис. 6.3. Диаграмма K_2O-SiO_2 для вулканических пород островных дуг (Nincovich, Hayes, 1972). Линии отвечают глубинам до зоны Беньофа

Статистические исследования показали, что коэффициент корреляции между содержанием калия и глубиной до сейсмофокальной зоны, например, для Камчатской дуги, изменяется в пределах от 0,53 до 0,75, т. е. достаточно далек от 1, в то же время для базальтов и андезибазальтов ($SiO_2 = 52-56 \%$) выявляется следующая зависимость (Зубин, Шеймович, 1979):

$$H = 84 K_2O + 73, \text{ где } H — \text{глубина до зоны Беньофа.}$$

Для Курильской дуги были установлены подобные закономерности с использованием не только калия, но также кремния, рубидия и стронция (Пискунов и др., 1979):

$$H = 40,7 = 40,7 K_2O - 3,09 SiO_2 + 279,93;$$

$$H = 1,3 Rb_2O - 3,25 SiO_2 + 305,2;$$

$$H = 236 Sr - SiO_2 + 146,17.$$

Однако поперечная зональность островных дуг объясняется не только углублением первичного магмообразования от фронта дуги к тылу. На примере Японской дуги было показано, что в этом направлении возрастает также флюидонасыщенность магм и,

в частности, в вулканитах возрастает содержание воды (Куширо, 1984). Поскольку калий и связанные с ним элементы имеют большое сродство к водному флюиду (хорошо растворяются в нем), то именно в тылах и выплавляются магмы повышенной щелочности.

Поперечная геохимическая зональность островных дуг выражается в повышении от фронтальных к тыловым зонам концентраций в вулканитах большинства некогерентных и других микроэлементов (Rb, Li, Be, Ba, Sr, U, Th, Nb, Ta, Zr, W, Mo), легких REE (La, Ce) и содержаний наряду с H_2O других летучих компонентов (F, Cl, S). В этом направлении возрастают величины отношений K/Na , Rb/Sr , La/Yb , Sr/Ca , Th/U , падает железистость $[Fe/(Fe+Mg)]$ и соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} , что указывает на повышение степени окисленности лав.

Для некоторых дуг устанавливается также хорошо выраженная поперечная изотопная зональность. Например, в лавах Курильской дуги величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ заметно уменьшаются от фронта к тылу. В южном сегменте Камчатки отмечается аналогичная, но менее четко выраженная Sr-изотопная зональность, в то же время зональность по изотопам неодима не выражена (Авдейко и др., 2002).

Поперечная петрогеохимическая и геохимическая зональность может нарушаться в некоторых аномальных в структурном отношении зонах, что установлено к примеру для Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (разломов) Камчатки и в проливе Буссоль на Курилах. При этом происходит возрастание щелочности, особенно калиевой направленности. Поперечные разломы отделяют также блоки с различным характером щелочности (Фролова, Бурикова, 1997).

В островных дугах от фронта к тылу уменьшается также степень дифференцированности вулканитов и меняется состав минералов. Лавы фронтальных вулканических зон характеризуются, в основном, двупироксеновыми ассоциациями вкрапленников, тогда как в базальтах тыловых зон вкрапленники ортопироксена редки, а в лавах среднего и кислого составов и иногда даже в базальтах распространены вкрапленники амфибола и биотита, что опять-таки свидетельствует о повышении роли воды в магматическом петрогенезисе тыловодужных магм. Одноименные минералы разных зон отличаются и по химическому составу.

Кроме поперечной зональности в островных дугах проявлена также и продольная зональность по их простиранию. Например, для Курильской дуги с юга на север возрастает щелочность магматических пород, что связывается с гетерогенностью фундамента, большей мощностью коры северных участков (Фролова и др., 1989). В Малой Антильской дуге толеитовые серии преобладают на севере, известково-щелочные — в центральной части, а щелочные и субщелочные — на юге, что связывается с большей жесткостью фундамента более южных сегментов дуги и с их устойчивым растяжением в режиме, близком к рифтогенному (Brown et al., 1977). Для Эгейской дуги тренды соотношений многих компонентов в магматитах разных островов строго индивидуальны. На рисунках 6.4 и 6.5 приведены примеры для соотношений $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ и Ti/V . Подобные различия в химическом составе магматических пород устанавливаются практически для всех типов островных дуг, что указывает в первую очередь на неоднородность субстрата, в равновесии с которым выплавляются островодужные магмы.

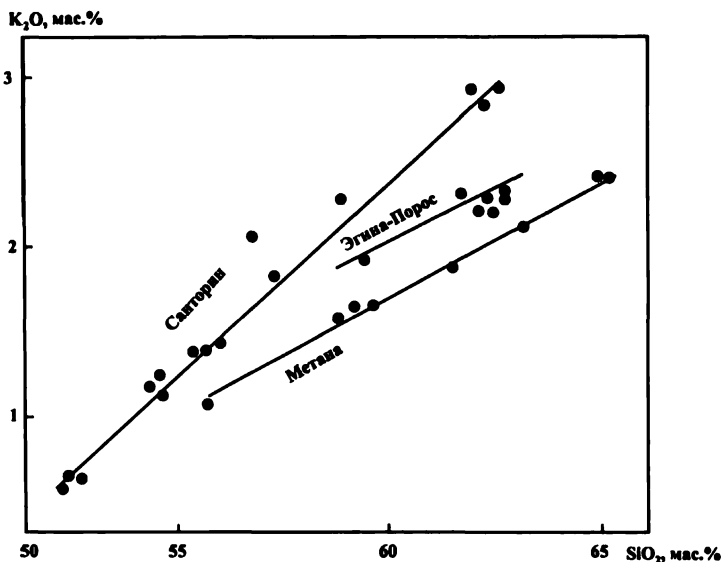


Рис. 6.4. Соотношения K_2O и SiO_2 в вулканитах различных островов Эгейской дуги. Диаграмма построена по данным (Mitropoulos et al., 1987)

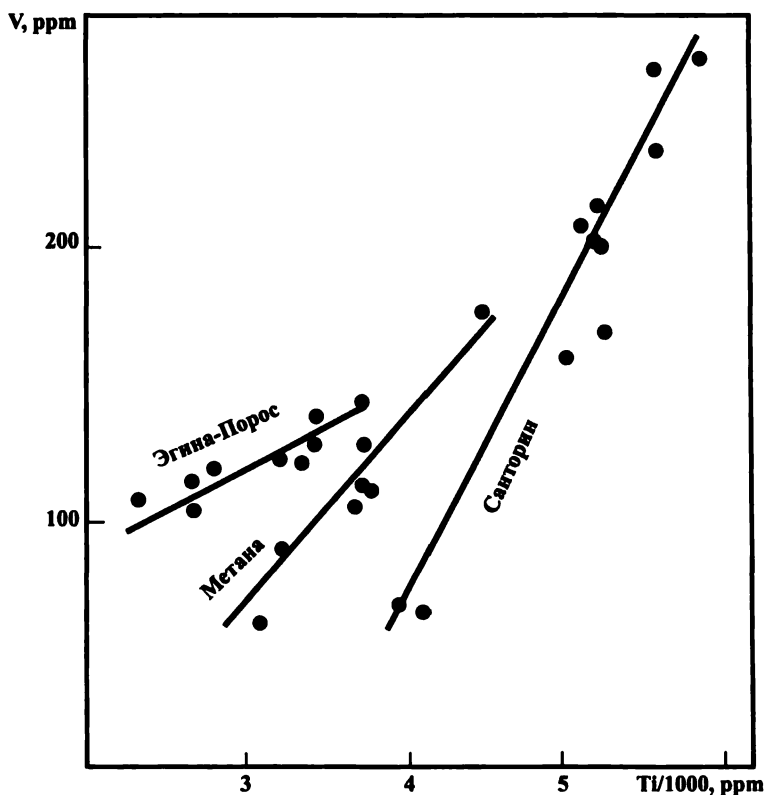


Рис. 6.5. Соотношения ванадия и титана в вулканитах различных островов Эгейской дуги. Диаграмма построена по данным (Mitropoulos et al., 1987)

6.4. МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Магматизм островных дуг изучен достаточно полно, поскольку они доступны непосредственным наблюдениям и хорошо сохраняются в ископаемом состоянии. В многочисленных отечественных и зарубежных работах детально освещены петрография, химический состав, геохимические особенности магматических пород, рассмотрены вопросы петрогенезиса (Купо, 1966; Кузьмин, 1985; Богатиков, Цветков, 1990; Фролова и др., 1989; Фролова, Бурикова, 1997;

Ширай и др., 1999; Diskinson, 1975; Gill, 1981 и мн. др.). В данном пособии мы остановимся лишь на некоторых наиболее общих характеристиках магматизма островных дуг, которые наиболее важны для целей палеогеодинамического анализа.

В островных дугах распространены преимущественно вулканические серии нормальной щелочности: толеитовые, известково-щелочные. Реже встречаются субщелочные и щелочные, а также бонинитовые и адакитовые серии.

Бонинитовая серия в качестве самостоятельной стала выделяться относительно недавно. В настоящее время ей придается очень важное значение, поскольку она является характерным индикаторным элементом геодинамических обстановок юных островных дуг (начальной стадии формирования внутриокеанических дуг), что широко используется при палеогеодинамическом анализе. В ее составе преобладают бониниты — эффузивные породы, соответствующие по кремнекислотности андезибазальтам (53–58 % SiO_2) с высокими концентрациями MgO (8–33 %), Cr (700–2100 ppm), Ni (225–720 ppm) и воды (1,4–3 % H_2O^+) с очень низкими содержаниями высокозарядных (Ti , Zr , Hf , Y) и редкоземельных элементов. Породы впервые описаны в конце XIX столетия на островах Бонин. В 60–80-е гг. прошлого столетия бониниты были обнаружены во многих местах западной периферии Тихого океана: в Идзу-Бонинском и Марианском глубоководных желобах, в желобе Тонга, на островах Новая Каледония и Новая Зеландия. Бониниты представляют собой чаще стекловатые и редко слабо порфировые (от 1–2 до 20–30 % фенокристаллов) породы с вкрапленниками и микролитами оливина, бронзита (ромбического пироксена), авгита (моноклинного пироксена), значительно реже плагиоклаза, клиноэнстатита и амфибола. Акцессорные минералы представлены включениями хромовой шпинели в оливинах и магнетитом.

По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов бониниты обогащены калием, рубидием, барием, стронцием, что сближает их с другими островодужными вулканитами. В то же время в мультиэлементных спектрах бонинитов отсутствует столь характерная для вулканитов островных дуг Ta-Nb аномалия. Изотопные характеристики воды из стекол свидетельствуют о ее глубинном источнике. Резкое обеднение титаном, иттрием, редкими землями (рис. 6.6) свидетельствует о выплавлении бонинитовых

магм из мантии, которая уже была деплетирована в предшествующую стадию частичного плавления в зоне океанического спрединга (Pearce et al., 1992).

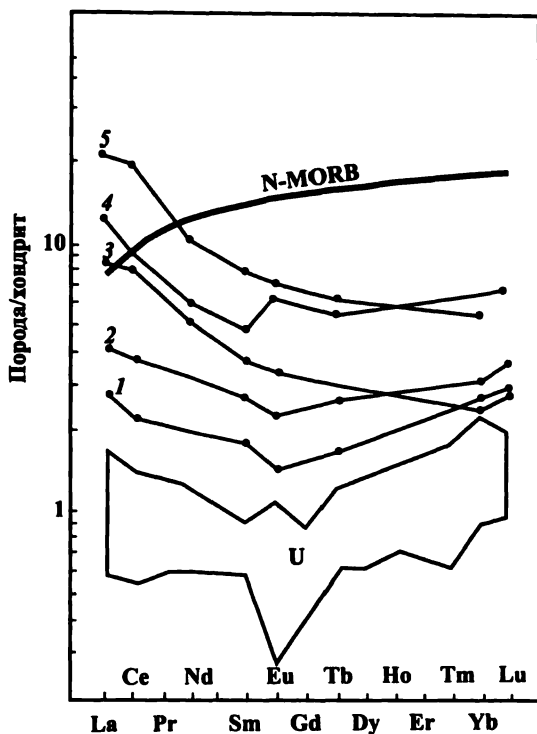


Рис. 6.6. Распределение редких земель в бонинитах (Фролова и др., 1989):
1 – о. Бонин; 2 – Марианский желоб; 3 – о. Папуа; 4 – желоб Тонга;
5 – о-ва Новая Каледония; U – ультрабазиты Марианской дуги

Бониниты связаны постепенными переходами по химическому составу с магнезиальными андезибазальтами, андезитами и образуют вместе с ними бонинитовую серию, варьирующую по составу от оливиновых бонинитов до гиперстеновых дацитов. Наиболее полный разрез пород бонинитовой серии вскрыт скважинами глубоководного бурения в фундаменте внешнего дугового поднятия Идзу-Бонинской дуги в 70 км западнее оси глубоководного желоба

в интервале глубин от 150 до 824 м ниже морского дна. В разрезе помимо бонинитов присутствуют также бронзитовые андезиты, дациты и риолиты. В основании разреза установлено наличие дайково-силловой толщи, которая выше сменяется массивными и шаровыми лавами с гиадокластитами, мономиктовыми и полимиктовыми брекчиями. Эта область разреза выделяется в верхнюю дайково-лавовую часть офиолитового комплекса надсубдукционного типа, развитого в основании островных дуг (Pearce et al., 1984; Argulus et al., 1992).

Адакитовая серия так же, как и бонинитовая, является индикаторной для геодинамической обстановки островных дуг. Адакиты впервые были описаны среди вулканитов о. Адак центральной части Алеутской дуги (Кау, Кау, 1988). Некоторые исследователи применяют термин «адакит» также к магнезиальным интрузивным породам диорит-гранодиоритового ряда, однако адакиты были изначально выделены только как эффузивные породы.

Адакиты — высокомагнезиальные дациты и андезидациты, которые по сравнению с типичными аналогичными по кремнекислотности породами островных дуг характеризуются высокими концентрациями магния, стронция, калия, низкими концентрациями тяжелых редких земель, никеля и хрома. В соответствии с этим для них обычны высокие отношения La/Yb , Sr/Y и низкие FeO/MgO , K/La , Ba/La . Адакиты редко встречаются в природе и вместе с магнезиальными андезидацитами и дацитами образуют адакитовую серию. Их образование связывается или с субдукцией молодой, еще не остывшей океанической плиты, или с поглощением океанического хребта в зоне субдукции (Drammond, Defant, 1990; Drammond et al., 1996). Ряд исследователей объясняют появление адакитов плавлением слэба в зонах с малой скоростью субдукции. Такие условия характерны для зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг. В этом районе происходит медленное поддвижение океанической плиты под очень небольшим углом, и именно в этом районе Камчатки были также описаны адакиты (Волынец и др., 1998).

Толлеитовая серия развивается в начальные или конечные этапы развития островных дуг и приурочена, как правило, к их фронтальным зонам (Фролова и др., 1989). В составе серии преобладают базальты и андезибазальты с подчиненным количеством андезитов и дацитов. В базальтах и андезибазальтах преобладают порфировые

структуры с объемом вкрапленников около 20–30 %, количество которых несколько снижается в андезитах. Афировые структуры в отличие от базальтов срединно-океанических хребтов редки. Все это свидетельствует о более длительной кристаллизационной дифференциации островодужных магм.

Базальты толеитовых серий островных дуг по сравнению с толеитами, образующимися в других геодинамических обстановках, характеризуются высоким содержанием алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 17\text{--}21\%$), низкими содержаниями титана ($\text{TiO}_2 = 0,4\text{--}0,8\%$), хрома (20–40 г/т), никеля (12–30 г/т) и пониженными содержаниями суммы железа и магния ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} = 12\text{--}16\%$). Толеитовый тренд (тренд накопления железа) выражен не так строго, как в сериях континентальных и океанических рифтов, и отклоняется к известково-щелочному.

Толеиты островных дуг по сравнению с толеитами срединно-океанических хребтов обогащены некогерентными элементами (K, Rb, Cs, Ba, Sr), легкими REE и обеднены высокочargedными элементами (Zr, Hf, Nb, Ta), тяжелыми REE, а также Th, U. Наиболее характерной особенностью толеитов островных дуг является наличие на нормализованных по N-MORB спектрах микроэлементов Ta-Nb аномалии (рис. 6.7). Существует несколько гипотез происхождения данной аномалии, согласно которым тантал и ниобий концентрируются в рестите либо из-за устойчивости минералов концентратов (рутил, циркон, ильменорутит, сфен и др.) в водных условиях, либо благодаря их высоким коэффициентам распределения между мантийными минералами (оливин, ортопироксен, гранат, шпинель) и расплавом по сравнению с крупноионными элементами. И в том и в другом случае происходит уменьшение концентраций тантала и ниобия в генерируемых расплавах. Появление Ta-Nb аномалии объясняют также селективной контаминацией островодужных магм крупноионными элементами при мантийном метасоматозе источника или вовлечением коровых осадочных пород в плавление (Pearce, Cann, 1973).

Известково-щелочная серия является типоморфной для островных дуг. Породы данной серии существенно преобладают по объему и их количество возрастает по направлению от фронтальной к центральным частям дуг. Серия может быть как укороченной (базальт-андезитовая), так и протяженной (базальт-андезит-дацит-

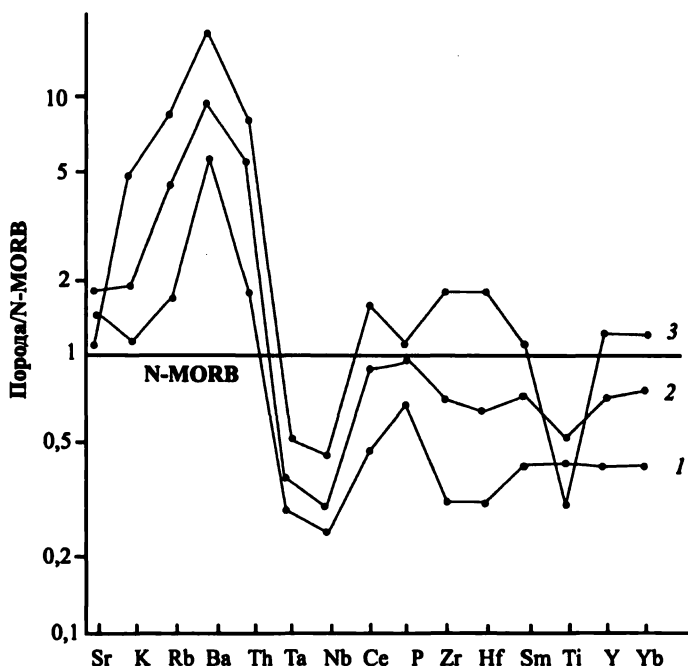


Рис 6.7. Распределение микроэлементов в породах толеитовой серии комплекса платобазальтов о. Кунашир Курильской островной дуги (Фролова, Бурикова, 1997), эталон N-MORB по (Pearce, 1983):
1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — дациты

риолитовая). Преобладающими породами серии являются андезиты и андезитабазальты. Объемы базальтов, дацитов и риолитов составляют от нескольких до десяти процентов. До 90 % базальтов и андезитабазальтов обладают обильно порфировыми структурами с содержанием вкрапленников до 40–45 %, количество которых постепенно уменьшается от андезитов к дацитам и риолитам. Это связывается с гравитационной отсадкой ранних минералов, которые образуют кумулятивные разности пород. В вулканитах обильны гломеропорфировые сростки минералов и родственные более меланократовые включения. Минеральный состав вкрапленников вулканитов известково-щелочных серий более разнообразен. Здесь преобладают водосодержащие минералы: роговая обманка и биотит.

Вопрос о происхождении андезитов дискутируется давно. Существует множество гипотез, которые с некоторой долей условности можно разделить на две группы: 1) первичного происхождения, когда допускается возможность непосредственного выплавления магм андезитового состава как из мантийного, так и корового субстрата, а также из субдуцированной океанической литосферы; 2) вторичного происхождения, при котором андезиты рассматриваются либо как продукты кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, либо как продукты смешения мантийных основных и коровых кислых магм. Сторонниками тех или иных гипотез в качестве доказательств приводятся эволюция химического состава магматических серий, взаимоотношения минералов-вкрапленников, экспериментальные данные, геохимическое моделирование и т. д. Эти вопросы достаточно широко обсуждаются в специальной петрологической литературе. На наш взгляд, при обсуждении генезиса андезитов островных дуг не учитываются геодинамические факторы, которые обуславливают отличные от других геодинамических обстановок термодинамические условия, в которых происходит выплавление андезитовых магм. Согласно экспериментальным данным о РТ условиях выплавления расплавов различной кремнекислотности установлено, что андезиты плавятся при минимальных температурах, но максимальных давлениях по сравнению с расплавами другого состава. В литературе этот феномен известен как андезитовый экстремум (Green, Ringwood, 1968). Именно такие условия могут создаваться в пределах зон субдукций, когда относительно холодная океаническая кора опускается на достаточно большие глубины. Более низкотемпературными условиями генерации первичных островодужных магм по сравнению с магмами других геодинамических обстановок можно объяснить также и наличие Ta-Nb аномалии, поскольку оба элемента являются наиболее тугоплавкими. Подтверждением данной гипотезы служит также тот факт, что в ассоциации с магматическими породами субдукционного происхождения известны высокобарические, но относительно низкотемпературные парагенезисы метаморфических пород, таких как эклогиты и глаукофановые сланцы.

В магматитах известково-щелочной серии сохраняются главные особенности химического состава, характерные для пород толейтовой серии, что демонстрирует единство процессов магматизма островных дуг (рис. 6.8). В то же время степень обогащения вулка-

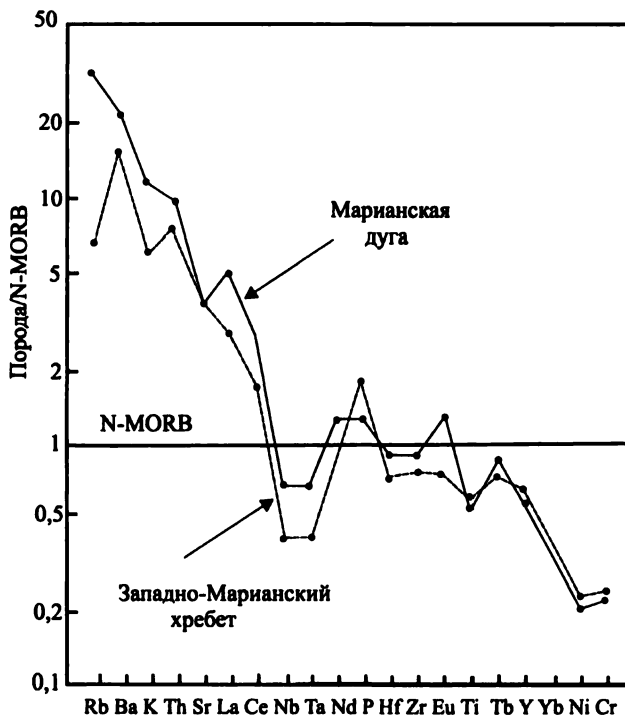


Рис. 6.8. Мультиэлементные спектры известково-щелочных базальтов Марианской островной дуги и остаточной дуги Западно-Марианского хребта (Сондерс, Тарни, 1987), эталон N-MORB по (Tarney et al., 1981)

нитов известково-щелочных серий элементами с низкими потенциалами ионизации (Cs, Rb, K, Ba, Th, Sr) выше и нарастает в ряду $Sr \rightarrow K \rightarrow Rb \rightarrow Ba$ в соответствии с увеличением радиусов их ионов и уменьшением коэффициента распределения с мантийным субстратом (ростом степени некогерентности). Это объясняет уменьшение отношений K/Rb , Ba/Sr в вулканитах известково-щелочных серий по сравнению с толеитовыми. Содержание высокозарядных элементов (P, Zr, Hf, Nb) также возрастает, достигая максимальных значений в средних и кислых дифференциатах. Возрастает также степень обогащенности легкими REE по сравнению с тяжелыми, появляется

европиевая аномалия (рис. 6.9), что свидетельствует о широком развитии процессов кристаллизационной дифференциации.

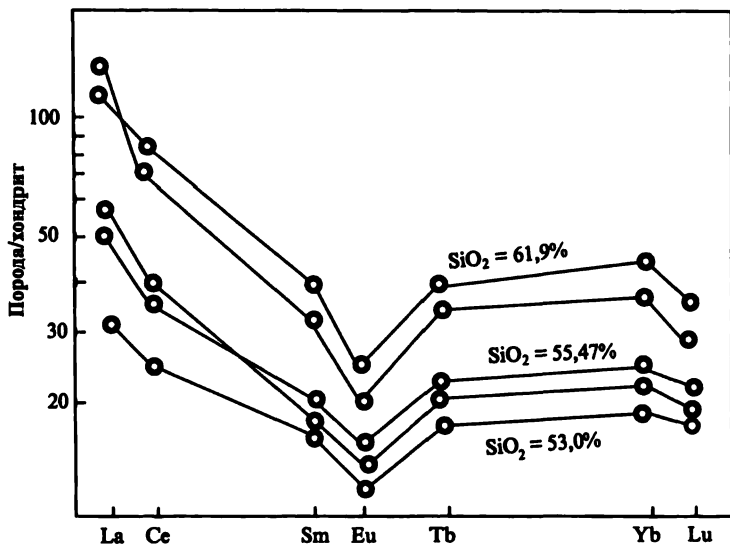


Рис. 6.9. Распределение REE в породах известково-щелочной серии вулкана Санторин Эгейской островной дуги, построена по данным П. Митропулоса и др. (Mitropoulos, 1987). Увеличение концентрации редких земель с ростом кремнекислотности по всему спектру указывает на процессы кристаллизационной дифференциации, а европиевая аномалия свидетельствует о фракционировании плагиоклаза

Субщелочная и щелочная серии характерны для тыловых частей островных дуг и поздних стадий их развития. Породы этих серий не пользуются широким распространением и довольно часто слагают силлы. Степень их дифференциации относительно слабая, встречаются как порфиоровые, так и афировые разности пород с включениями преимущественно ультраосновного и основного состава: лерцолитами, пироксенитами, верлитами, разнообразными габброидами. Базальты данных серий по сравнению с породами нормальной щелочности более высокомагнезиальные и низкокременеземистые. В то же время по сравнению с базальтами других геодинамических обстановок они так же, как и другие островодужные

вулканиты, отличаются высокой глиноземистостью и пониженными концентрациями титана. Общность происхождения с другими сериями островных дуг подчеркивается близостью конфигураций спектров микроэлементов и REE, отличаясь более высокими концентрациями практически всех, от крупноионных до высокозарядных, элементов, легких REE, никеля и хрома. По типу щелочности выделяются натриево-калиевые трахибазальт-трахитовые серии и калиевые шошонитовые серии.

Интрузивные породы в современных островных дугах присутствуют в значительно меньших объемах, чем вулканические. Это связано с относительно слабой эродированностью современных дуг. В древних ископаемых островодужных комплексах они встречаются значительно чаще.

Среди интрузивных комплексов наиболее широко распространены габбро-плагиогранитовые, габбро-диорит-тоналит-трондьемитовые, габбро-монцонит-сиенитовые и значительно реже диорит-гранодиорит-гранитовые, при этом диориты в подавляющем большинстве кварцевые. С бонинитами и толеитовыми базальтами фронтальных частей островных дуг ассоциируются расслоенные дунит-верлит-пироксенит-габбровые и габбро-долеритовые комплексы.

Размеры интрузивных тел обычно невелики (до нескольких десятков километров в поперечнике). Каждый интрузивный комплекс пространственно и генетически связан с близкими по составу вулканическими породами, что свидетельствует об их комагматичности. В породах Курило-Камчатской, Японской и других дуг часто наблюдаются взаимопереходы дацитов и риолитов с интрузивными разностями, что выражается в постепенном уменьшении стекла вплоть до его полного исчезновения. Во включениях, выносимых эффузивами, также прослеживается вся гамма переходов от вулканических к интрузивным породам (Фролова, Бурикова, 1997).

Таким образом, магматизм зон субдукции отличается чрезвычайным многообразием, которое выражается в очень широких вариациях типов пород и их серийной принадлежности, а также в широком спектре изменения химического состава, что зависит от многих факторов: состава плавящегося субстрата, характера кристаллизационной дифференциации, контаминации коровым материалом, интенсивности флюидного воздействия и др.

Островодужный магматизм эволюционирует от ранних бонинитовых и толеитовых серий к дифференцированным известково-щелочным и имеет преимущественно гомодромный характер за редким исключением энсиалических дуг с более мощной корой, где иногда проявляется и антидромная направленность извержений (Японская, Зондская). На поздних стадиях развития островных дуг известково-щелочной магматизм вновь сменяется базальтовым с щелочной тенденцией. В качестве примера можно привести арельный голоценовый вулканизм Камчатки.

Установлено также, что тем выше скорость субдуцируемой плиты, тем отчетливее выражена поперечная петрохимическая и геохимическая зональность, а породы тыловых зон более насыщены некогерентными элементами. При субдукции менее плотной молодой разогретой океанической плиты, имеющей более высокую температуру, происходит увеличение степени частичного плавления субстрата и обогащение магм тугоплавкими элементами. В зонах сочленения зон субдукции с трансформными разломами и активными спрединговыми хребтами возможно взаимодействие магматических систем разных геодинамических обстановок, при котором генерируются расплавы со смешанными геохимическими характеристиками.

6.5. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Островодужные комплексы хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, поскольку они не способны субдуцироваться. Однако они часто подвергаются деформациям, метаморфизму, участвуют в строении тектонических покровов и перемещаются довольно далеко от места первоначального образования.

Поскольку современные вулканические дуги всегда связаны с глубоководными желобами и зонами субдукции, Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин (1993) сформулировали очень важное первое палеогеодинамическое следствие: вулканические пояса, особенно пояса известково-щелочного состава, являются показателями зон субдукций. Субдукция могла происходить только за счет поглощения океанического ложа, значит перед фронтом вулканической дуги должен существовать океанический бассейн. Отсюда следует второе палеогеодинамическое следствие: вулканические дуги являются

показателем прошлых океанических бассейнов. И, наконец, третье палеогеодинамическое следствие состоит в том, что складчатые пояса, содержащие островодужные комплексы, возникли на месте прежних океанов в ходе поглощения их ложа и сближения континентов. Следует однако заметить, что пояса известково-щелочного типа могут образовываться не только в надсубдукционной обстановке, поэтому на первый план выдвигается детальное изучение химического состава вулканитов, определение их серийной и геодинамической принадлежности с использованием большого количества диагностических диаграмм.

По расположению магматических серий относительно друг друга можно восстановить латеральную зональность и наметить положение ископаемой зоны Беньофа. Направление падения зоны субдукции можно определить по распределению калия и других элементов в вулканитах, при этом для сравнения следует использовать их концентрации или соотношения в породах одинаковой кремнекислотности. Очень важно для выявления эволюции магматизма проследить возрастные соотношения различных серий.

Дополнительную информацию может дать изучение сопутствующих магматизму осадочных формаций. Например, с бонинитами и базальтами ранних этапов формирования энсиалических островных дуг связаны кремнисто-диатомитовые, кремнисто-глинистые, глинисто-алевритовые формации, а также флишевые алеврито-диатомитовые и граувакко-диатомитовые. С вулканитами известково-щелочного типа связаны флишевые псефит-псаммитовые и молассовые вулканогрубокластовые формации (Фролова, Бурикова, 1997).

Наличие в морских осадочных формациях многочисленных крупноглыбовых вулканогенно-обломочных олистостромового типа горизонтов может свидетельствовать о высокой скорости субдукции, поскольку в этом случае, как уже отмечалось, чаще происходят катастрофические землетрясения, вызывающие мощные лавинообразные выносы подобного материала в море. И напротив, если в осадочных морских разрезах экзотические грубые вулканокластические горизонты отсутствуют или содержатся в незначительных объемах, можно говорить о низкой скорости субдукции (Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

Наличие крупных отрицательных гравитационных аномалий, которые прослеживаются над краевыми прогибами некоторых складчатых поясов, может свидетельствовать о том, что эти прогибы возникли на месте бывших океанических желобов.

ГЛАВА 7

МАГМАТИЗМ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ

7.1. ТИПЫ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ

К задуговым бассейнам относятся окраинные моря, располагающиеся между островными дугами и континентами. В данной главе рассматриваются бассейны, раскрытие которых непосредственно связано с субдукционным процессом. Особенно широко подобные бассейны глубиной до 4 км и более развиты в западной и юго-западной частях Тихого океана. Рельеф их весьма неоднороден: наряду с глубоководными впадинами существуют поднятия, отдельные горы, борозды, гипсометрические ступени и др. Литосфера под бассейнами утонена, тепловой поток повышен, а верхняя мантия имеет аномальный низкоскоростной характер. Многочисленные геолого-геофизические данные свидетельствуют о формировании задуговых бассейнов в обстановке растяжения вплоть до проявления спрединга.

Принципиальное значение для понимания природы задугового растяжения имеют данные о его временном соотношении с вулканической дугой. Выводы Д. Карига и других (Karig, 1971) о синхронности тектоно-магматических процессов в дугах и их тылах не подтвердились. Детальное изучение островодужных систем показало, что тылы активизируются спустя 15–20, а иногда и 40 млн лет после начала островодужного вулканизма (Основы геодинамического анализа..., 1997). К финальной стадии развития тыловодужного спрединга формируется новая островная дуга, смещенная в сторону океана, причем подобный процесс может повторяться неоднократно.

Для наиболее глубоководных частей большинства задуговых бассейнов характерна кора океанического типа, которая имеет трехслойное строение: слой I (осадочный) мощностью около 0,5–4,5 км

со скоростями продольных сейсмических волн 2,1–3,5 км/с; слой II (базальты и параллельные дайки) мощностью 3–6 км со скоростями 3,5–6 км/с и слой III (габбро и метагаббро, расслоенный комплекс дунитов, пироксенитов, гарцбургитов) мощностью 2–6 км со скоростями 6,4–7,5 км/с. По сравнению с корой океанов в задуговых бассейнах первый и третий слои имеют повышенную мощность.

Проведенные в последнее время детальные геологические, геофизические, геохимические исследования задуговых бассейнов показали, что, несмотря на общее сходство их роли в структуре островодужных систем, они существенно различаются.

В 70-х гг. прошлого столетия было выявлено существование трех типов бассейнов: новообразованных, или **активных**, раскрывающихся вплоть до современности (Марианский, Манус, Вудларк, Северо-Фиджийский, Лау, Гавр, Скоша и др.), **остаточных**, отмерших (Паресе-Вела, Сикоку, Западно-Филиппинская в Филиппинском море, Охотская впадина и др.), **отгороженных**, образовавшихся путем отшнурования вулканической дугой более древней океанической литосферы (Берингово море).

А. Д. Сондерс и Дж. Тарни (1987) по аналогии с островными дугами делят задуговые бассейны на **интраокеанические**, или **энсиматические**, заложившиеся на коре океанического типа, и **энсиалические**, развивающиеся на коре континентального типа.

Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин (1993) среди активных задуговых бассейнов выделяют зарождающиеся, начальные и зрелые. К **зарождающимся** относятся бассейны, в которых континентальная или островодужная кора только начала раскалываться. Процессы растяжения скрыты под мощной толщей осадков (до 2 км) и выражаются на поверхности дна наличием грабенов и гидротермальной деятельностью (бассейн Окинава в Японском море). К **начальным** отнесены Бонинский задуговой бассейн, а также Вудларк, Гавр, Жан-Шарко и др. В них отсутствуют достоверные линейные магнитные аномалии и четко сформированные зоны спрединга, а распространены грабеновые структуры растяжения в виде впадин глубиной 2–3 км, с которыми связан активный базальтовый вулканизм. И, наконец, **зрелые** задуговые бассейны, такие как Марианский, Северо-Фиджийский, Скоша, имеют четко выраженные линейные магнитные аномалии, оси спрединга с неовулканическими хребтами, сложенными подушечными и покровными базальтами

с провальными колодцами, лавовыми колонами, гьярами, что указывает на близкие к медленносрединговым хребтам условия спрединга. Скорость спрединга, по оценкам разных исследователей, составляет от 3,2–4,4 см/год для Марианской котловины до 7,6 см/год — для бассейна Лау (Сондерс, Тарни, 1987).

Е. Н. Меланхолина (1998) разделяет задуговые бассейны на три основных типа: 1) **реликтовые**, отчлененные от океана (Алеутская котловина Берингова моря); 2) **спрединговые**, созданные в результате новообразования океанической коры (котловины Филиппинского моря); 3) **рифтинговые**, созданные в результате раздвигообразования в верхней коре при ограниченном развитии синхронного базальтового магматизма (котловины Японского моря).

Задуговые бассейны реликтового типа образуются в участках сложного сочленения и взаимодействия литосферных плит, где длительно сохранялись «океанические бреши» с корой мезозойского возраста. Подобная ситуация сложилась 50 млн лет назад, когда в тектоническую ловушку попал фрагмент плиты Кула в связи с тем, что Анадырско-Корякская зона субдукции резко сместилась в южном направлении, при этом заложились современная Алеутская островная дуга, отгородившая от океана океаническую литосферу с возрастом 120–140 млн лет. В Алеутской котловине установлены системы древних закономерно расположенных субмеридиональных магнитных полосовых аномалий и небольших трансформных разломов. На юге и юго-востоке Алеутская дуга расположена резко несогласно по отношению к этой системе аномалий. На большей части площади Алеутской котловины не обнаружено признаков задугового растяжения, кроме полосы свода Витус, где предполагаются раздвиг раннекайнозойского времени и спрединг, связанный с алеутской зоной субдукции (Cooper et al., 1992). Здесь обнаружены более поздние магнитные аномалии, секущие ранние меловые и параллельные простиранию юго-восточной части Алеутской вулканической дуги.

Помимо Алеутской котловины к реликтовому типу относятся котловины морей Банда и Карибского. Любопытная особенность всех бассейнов заключается в их связи с островными дугами, имеющими субширотное простирание. Во внутренней структуре бассейнов могут присутствовать реликтовые океанические поднятия, микроконтиненты, ненарушенные фрагменты ранних островных дуг (Берингово море),

т. е. все те структуры, которые слагали отчлененный от океана участок на момент заложения отторгившей его новой зоны субдукции.

Задуговые бассейны рифтингового типа образуются в результате деструкции континентальной коры. В качестве тектонотипа подобных бассейнов Е. Н. Меланхолина (1998) приводит Японское море, в пределах которого известны Японская, Ямато и Цусимская котловины, более мелкие трогги, часть из которых продолжается в континентальную область Приморья и Корейского полуострова, и целый ряд микроконтинентов (рис. 7.1). Японское море, как задуговой бассейн, начало формироваться с олигоцена-эоцена с заложения отдельных узких прогибов и грабенов, сохранившихся в северной части моря. В конце эоцена-раннем миоцене рифтинг усилился, в результате чего произошел разрыв верхней части континентальной коры, что сопровождалось раскрытием субширотной Японской котловины и интенсивным магматизмом. В миоцене-плиоцене задуговое растяжение было ориентировано в юго-восточном направлении, что привело к раскрытию котловины Ямато, которая разделила микроконтиненты Ямато и Японских островов. Для Японского моря не установлены настоящие полосовые магнитные аномалии, а магнитное поле носит незакономерный характер (Geology and geophysics of the Japan Sea, 1996), что вызывает постоянные дискуссии о наличии или отсутствии в его пределах спрединга.

Следует отметить, что некоторые исследователи связывают формирование Японского моря с правыми сдвигами у границы Евразийской и Северо-Американской плит, считая, что его раскрытие имеет сдвигово-раздвиговую (*pull-apart*) природу (Jolivet et al., 1994). К рифтинговому типу относятся также Охотское и Южно-Китайское моря.

Задуговые бассейны спредингового типа характеризуются наиболее интенсивным развитием процессов растяжения с формированием новообразованной коры океанического типа. В качестве тектонотипа рассматривается Филиппинское море, в самой ранней Западно-Филиппинской котловине которого установлены остаточные островные дуги, полосовые магнитные аномалии, центры и направление палеоспрединга (рис. 7.2). Следует отметить, что некоторые исследователи относят эту котловину к реликтовому типу, отгороженному дугой Кюсю-Палау 42–38 млн лет назад (Hilde, Lee, 1984). Далее в олигоцене-миоцене последовало раскрытие котловин

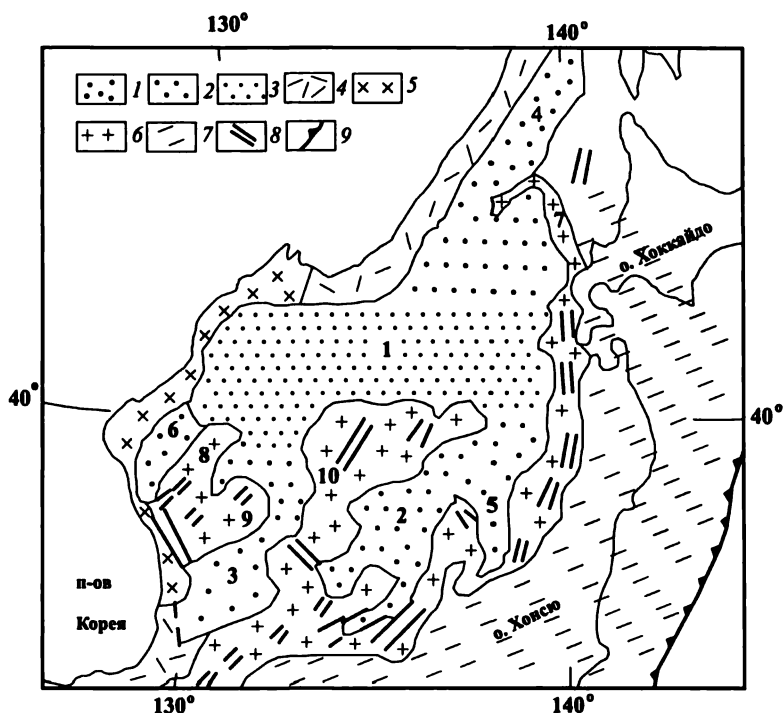


Рис. 7.1. Тектоническая схема Японского моря (по Е. Н. Меланхолиной, 1998, с упрощением):

1–3 – впадины с океанической корой разного возраста: 1 – плиоцен-четвертичного; 2 – миоцен-плиоценового; 3 – эоцен-раннемиоценового; 4 – позднемезозойские и раннепалеогеновые структуры; 5 – области континентальной коры домелового возраста; 6 – микроконтиненты – участки начальной деструкции континентальной коры; 7 – островолужная система (дуга-желоб); 8 – трог и грабены; 9 – зона субдукции; цифры на рисунке: 1–3 – котловины: 1 – Японская; 2 – Ямато; 3 – Цусимская; 4–6 – трог: 4 – Татарского пролива; 5 – Тояма; 6 – Гензан; 7–10 – микроконтиненты: 7 – Витязя; 8 – Криштофовича; 9 – Уллындю; 10 – Ямато

Сикоку и Паресе-Вела в тылу Западно-Марианской вулканической дуги. И, наконец, в плиоцене образовалась Марианская котловина в тылу одноименной дуги. Общая ширина участков с новообразованной корой в Филиппинском море достигает около 2000 км, что почти втрое больше, чем для бассейнов других типов.

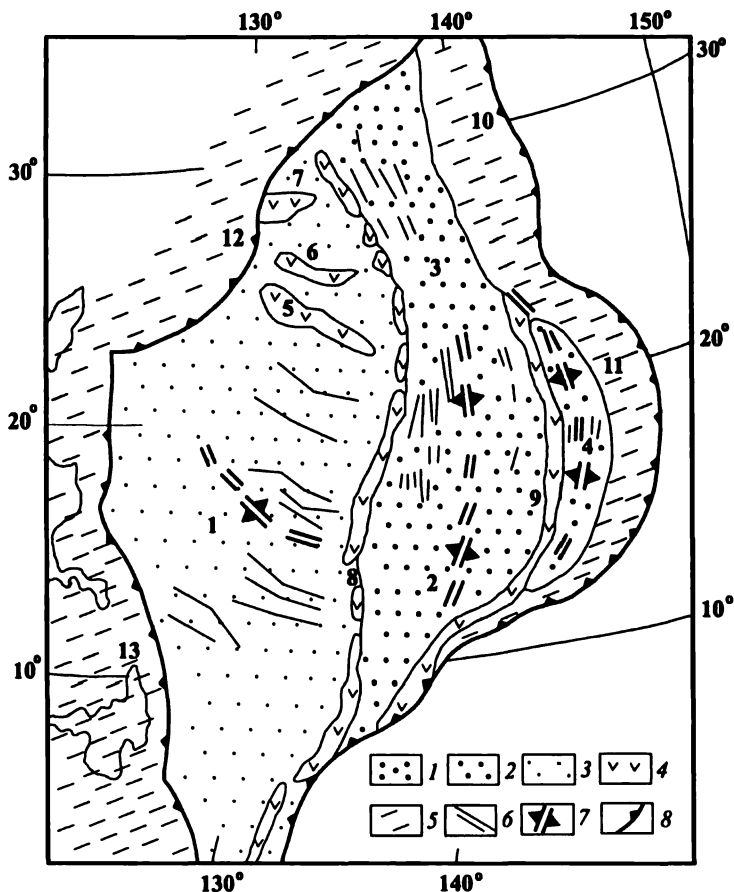


Рис. 7.2. Тектоническая схема Филиппинского моря
(по Е. Н. Меланхолиной, 1998, с упрощением):

1–4 – впадины с океанической корой разного возраста: 1 – плиоцен-четвертичного; 2 – эоцен-раннемиоценового; 3 – раннепалеогенового; 4 – остаточные островные дуги; 5 – островодужная система (дуга-желоб); 6 – полосовые магнитные аномалии; 7 – центры спрединга (современные и отмершие); 8 – зона субдукции; цифры на рисунке: 1–4 – котловины: 1 – Западно-Филиппинская; 2 – Паресе-Вела; 3 – Сикоку; 4 – Марианская; 5–9 – остаточные островные дуги: 5 – Оки-Дайто; 6 – Дайто; 7 – Амами (Бородино); 8 – Кюсю-Палау; 9 – Западно-Марианская; 10–13 – активные островные дуги: 10 – Идзу-Бонинская; 11 – Марианская; 12 – Рюкю; 13 – Филиппинская

Растяжению и рифтогенезу могут подвергаться не только глубокие тылы зон субдукции, но и сами дуги, когда происходит их раскол или расщепление с формированием междугловых бассейнов. К междугловым относятся также бассейны, имеющие общие тылы двух направленных друг к другу зон субдукций.

7.2. МОДЕЛИ РАСКРЫТИЯ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ

К настоящему времени для объяснения механизмов раскрытия задуговых бассейнов предложено множество гипотез, учитывающих многочисленные характеристики субдукционных зон и их тыловых частей, однако до сих пор не существует модели, которая бы удовлетворительно объясняла разнообразный спектр тектонических и магматических процессов в тылах островных дуг.

По аналогии с моделями континентального рифтогенеза их можно объединить в две группы: с пассивным и активным спредингом (Основы геодинамического анализа..., 1997). В качестве причины задугового растяжения в моделях первой группы главная роль отводится кинематическим параметрам взаимодействующих плит и в частности движению перекрывающей плиты. Согласно одним моделям раскрытие тыловодужного бассейна наступает в том случае, когда происходит фиксация зоны субдукции (заякоривание), а перекрывающая плита отступает. Другие модели, напротив, строятся с допущением постепенной миграции зоны субдукции (желоба) в сторону океана. Наиболее популярна модель, согласно которой происходит подворачивание и откатывание в сторону океана верхней части погружающейся пластины (*trench roll back*). В свою очередь, этот процесс обусловлен гравитационным затягиванием океанической литосферы в связи с ее утяжелением за счет эклогитизации, при этом, чем толще и плотнее литосфера, тем быстрее происходит миграция желоба в сторону океана и выше скорость растяжения в тылу дуги (Dewey, 1980). Произведена также количественная оценка этого процесса (Отсуки, 1989, цит. по Основы геодинамического анализа..., 1997):

$V = 7,2 \text{ см/год} - V_s$ для зон Беньофа глубже 200 км;

$V = 3,4 \text{ см/год} - V_s$ для неглубоких, где V_s — нормальная компонента скорости субдукции.

Причинами задугового растяжения в моделях второй группы рассматриваются вынужденная конвекция в мантии, порождаемая

погружающейся пластиной (McKenzie, 1972), всплытие разогретого мантийного диапира (Karig, 1971). Действительно, возрастание теплового потока в задуговых бассейнах тесно связано с подъемом астеносферы. Например, в Филиппинском море под наиболее древней Западно-Филиппинской котловиной, где активный магматизм завершился к среднему эоцену, верхняя граница астеносферы расположена на глубине 50–52 км, под котловиной Паресе-Велла, активной в раннем-среднем миоцене — 32–35 км, а под современным Марианским трогом — 10–15 км. В прилегающих частях Тихого океана кровля астеносферы расположена существенно ниже — 90–100 км (Геотраверс..., 1991).

Таким образом, мантийный апвеллинг в задуговых бассейнах, так же как и в зонах срединно-океанических хребтов, несомненно существует. Однако в первом случае причина разогрева и подъема мантии в тыловых частях непосредственно связана с субдукционным процессом. Области аномальной мантии возникают за счет переработки, дегидратации вещества погруженных слэбов. Они имеют более низкую плотность, что, действительно, способствует их подъему и, как следствие, сопровождающемуся магматизмом растяжению в тыловых частях зон субдукций. В литературе подобные разогретые области мантии известны под названиями: «псевдоплюмы», «вторичные мантийные диапиры» (Davies, Blanckenburg, 1995), тем самым подчеркивается их связь с тектоникой литосферных плит в отличие от внутриплитных «истинных плюмов», где подобная связь не очевидна. В качестве подтверждения можно привести данные сейсмической томографии. На рисунке 7.3 показаны профили вкрест простираения дуг Рюкю и Бонин. Хорошо видно, что области разуплотнения (разогрева) располагаются в мантии над слэбами, причем их размеры напрямую зависят от мощности и протяженности погружающихся пластин. Субдуцируемый материал задерживается на границе около 670 км, растекаясь вдоль нее как в «западном», так и в «восточном» направлениях. Любопытно отметить, что и под сейсмофокальной зоной дуги Бонин, но над растекшимся веществом слэба также образовалась область разуплотнения.

Возникновение и развитие задуговых бассейнов скорее всего связано и с механизмом *trench roll back*, и с образованием вторичных мантийных диапиров. И то и другое не исключает формирования конвективного течения в тылах зоны субдукции.

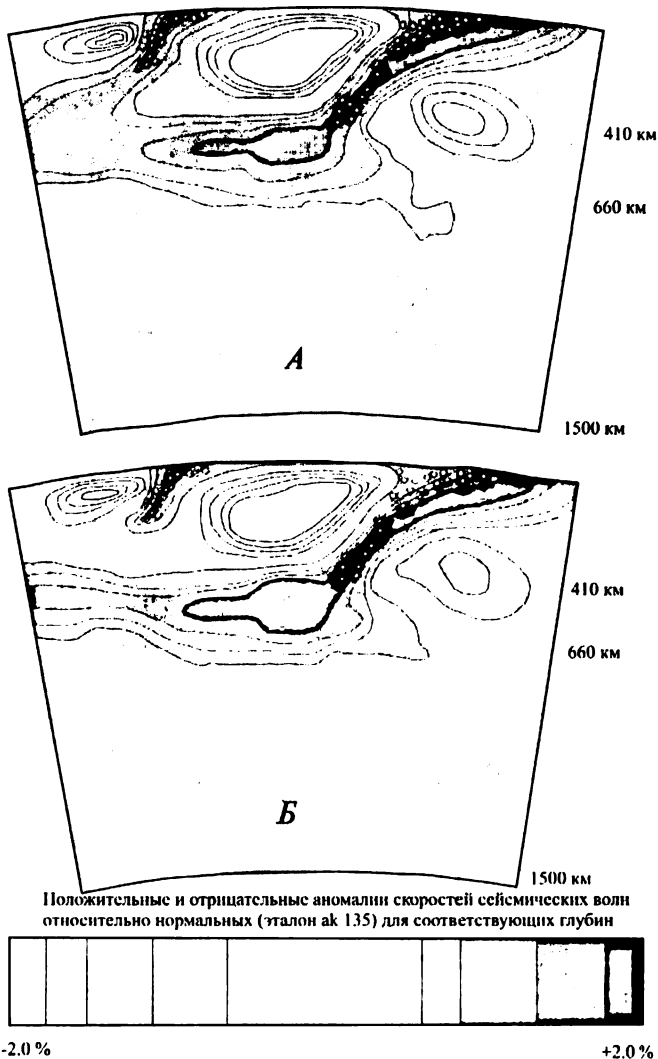


Рис. 7.3. Сейсмотомографические профили вкрест простирания островных дуг Рюкю и Бонин: А — по Р-волнам, Б — по S-волнам (Widiyantoro et al., 1999). Белые кружки — эпицентры землетрясений сильнее 5 баллов по шкале Рихтера

7.3. ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ

Состав магматических пород, их сериальная принадлежность, соотношения различных серий очень разнообразны и индивидуальны для каждого из задуговых бассейнов. В реликтовых бассейнах это преимущественно N-MORB в пределах котловин и E-MORB на захваченных океанических поднятиях. В бассейнах рифтингового типа широко развиты вулканы толеитовой, известково-щелочной, субщелочной и реже щелочной серий с широкими вариациями по кремнекислотности. Для ранних стадий развития бассейнов и отдельных рифтогенных структур в их краевых частях обычны также бимодальные серии и антидромный характер вулканизма. В глубоководных котловинах спредингового типа преобладают недифференцированные базальты толеитовой серии, с которыми часто ассоциируются слабо дифференцированные известково-щелочные и субщелочные вулканы, реже встречаются бониниты. В большинстве случаев вулканы имеют порфировые структуры и пористые текстуры (объем пор составляет от 5 до 20 %), что свидетельствует об их значительной флюидонасыщенности. Содержания воды в магматах существенно выше, чем в породах срединно-океанических хребтов.

Главное отличие магматизма задуговых бассейнов от островодужного заключается в том, что его эволюция за редким исключением протекает в направлении от щелочного, субщелочного к известково-щелочному и толеитовому, т. е. в обратной последовательности. Аналогичный эволюционный ряд характерен и для континентальных рифтов, что вполне закономерно, поскольку в данном случае речь идет о его синсубдукционном типе.

Щелочная серия пользуется незначительным распространением и связана с рифтогенными структурами ранних этапов образования задуговых бассейнов рифтингового типа. Базальты серии относятся к высокотитанистым, низкоглиноземистым разностям, часто недосыщены кремнеземом, так что в их модальном составе появляются фельдшпатоиды (нефелин, лейцит). По химическому составу они близки к щелочным базальтам континентальных рифтов.

Следует отметить также, что на поздних стадиях развития задуговых бассейнов спредингового типа иногда возникают отдельные вулканы или небольшие группы, приуроченные к разломам,

рассекающим океаническую кору с проявлением щелочного магматизма. В качестве примера в литературе приводится вулкан Виноградова в Филиппинском море. Магматические породы представлены оливиновыми базальтами, гавайитами, муджиеритами, трахитами, близкими по составу к магматитам Гавайских островов (Щека и др., 1986).

Субщелочная серия распространена значительно шире. В ее составе выделяются недифференцированные базальтовые и дифференцированные базальт-трахиандезит-трахит-трахидацитовые типы (Фролова, Бурикова, 1997). Первые известны в участках котловин, расположенных в тыловых частях морей (Японской, Сикоку в Филиппинском), а также в рифтах, рассекающих котловины. Это преимущественно трещинные излияния подушечных лав с обильной пористостью, что свидетельствует о высоком содержании летучих. Преобладающий тип щелочности — калиево-натриевый и калиевый. По характеру спектров они близки к базальтам континентальных рифтов (рис. 7.4, обр. 2, 4). Второй тип субщелочных серий развит преимущественно во фронтальных частях морей ближе к современным зонам субдукции. Он формируется из вулканов центрального типа и по химическому составу очень близок к субщелочным сериям тыловых частей островных дуг, в том числе и по наличию ярко выраженной отрицательной аномалии тантала и ниобия (рис. 7.4, обр. 1, 3).

Известково-щелочная серия встречается относительно редко в пределах шельфов (Охотское море), на поднятиях и подводных хребтах (Японское море), а также в молодых трогах, где они пространственно связаны с толеитовыми базальтами, близкими по составу к N-MORB (Марианская котловина Филиппинского моря). В Японском море вулканы известково-щелочной серии представлены лавами и туфами от андезитового до риолитового состава с минимальным количеством базальтов. От островодужных серий они отличаются более высоким содержанием глинозема, титана и калия.

Толеитовая серия по химическому составу вулканитов занимает промежуточное положение между островодужными и срединно-океаническими толеитами. Степень обогащения элементами КИР (субдукционная компонента по Дж. А. Пирсу и др., 1987) по отношению к элементам ВЗИ в задуговых базальтах различна даже в пределах отдельно взятого бассейна. На рисунке 7.5 приведены

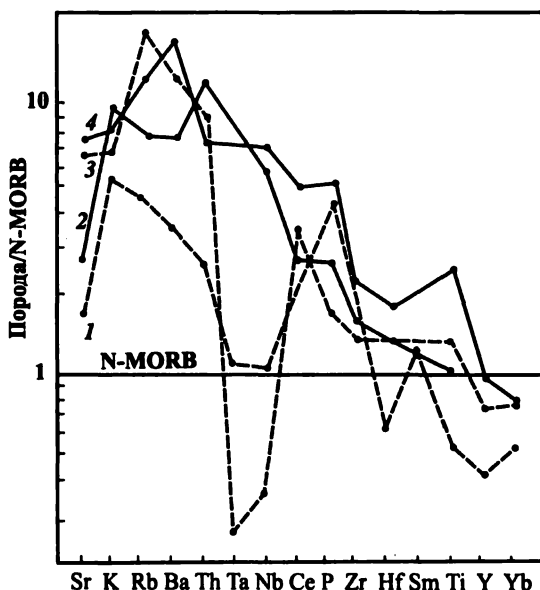


Рис. 7.4. Мультиэлементные спектры базальтов субокеанских серий за-
дуговых бассейнов (Фролова, Бурикова, 1997):

1 – Коралловое море; 2 – котловина Сикоку; 3 – Курильская котловина Охотско-
го моря; 4 – Западно-Филиппинская котловина (вблизи дуги Дайто)

мультиэлементные спектры для базальтов задугового бассейна восточной части моря Скоша, быстрый спрединг в котором начался примерно 8 млн лет назад. Наряду с базальтами, близкими по составу к N-MORB (драга 20), здесь встречаются сильно обедненные по всему спектру (кроме Rb, Ba, K, Sr) базальты с отчетливой отрицательной Ta-Nb аномалией (драга 24). Для базальтов задугового Марианского трюга Ta-Nb аномалия не характерна, степень обогащения элементами КИР выше, а по соотношениям элементов ВЗИ они близки к N-MORB, в то же время являясь несколько обедненными (рис. 7.6).

Важной особенностью пород толеитовой серии является их заметное обогащение летучими компонентами и водой. Например, в закалочных стеклах базальтов восточной части моря Скоша

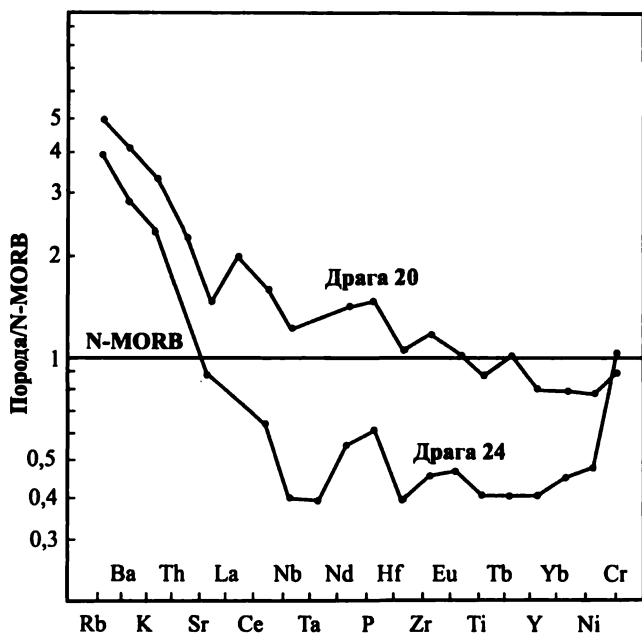


Рис. 7.5. Мультиэлементные спектры толеитовых базальтов восточной части задугового бассейна Скоша (Сондерс, Тарни, 1987)

установлено в 3–10 раз больше H_2O , в два раза больше CO_2 и Cl, чем в аналогичных стеклах океана (Muenow et al., 1980). Часто с толеитовыми базальтами связано незначительное количество дацитов (до 3 %), а также кислых пемз, что указывает на слабое проявление бимодальности магматизма.

Бонинитовая серия встречается редко и ее пространственно-временные соотношения с другими сериями до сих пор не совсем ясны. По мнению А. Крофорда и др. (Crawford, 1981), она сопровождается начальной стадией раскола энсиматических островных дуг и со временем сменяется толситовой. В качестве примера приводятся бониниты с возрастом 28–33 млн лет, сформировавшиеся при расколе дуги Палау-Кюсю, а также бониниты ордовикских офиолитовых разрезов Беттс-Ков (о. Ньюфаундленд). Согласно другим исследователям, излияния бонинитовых лав характерны

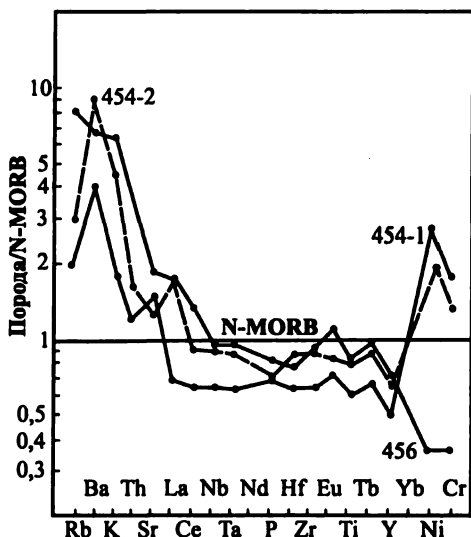


Рис. 7.6. Мультиэлементные спектры толеитовых базальтов задугового Марианского трога (Сондерс, Тарни, 1987)

для начальных стадий развития вторичных рифтогенных структур в задуговых бассейнах спредингового типа, т. е. бониниты появляются позже толеитов на уже сформированной коре океанического типа (Бекалува, Серри, 1988).

Интрузивные породы задуговых бассейнов весьма разнообразны, слагают малоглубинные дифференцированные тела, близкие по возрасту и составу комагматичным вулканитам. Наибольший интерес представляют базит-гипербазитовые комплексы (габбро, параллельные дайки, перидотиты), которые совместно с толеитовыми базальтами и глубоководными осадками образуют офиолитовые ассоциации. Дж. А. Пирс и др. (1987) выделили их в особый надсубдукционный (НЗС, SSZ — *supra-subduction zone ophiolites*) тип офиолитов и показали их существенные отличия от офиолитов срединно-океанических хребтов.

Преобладающим типом ультраосновных пород в офиолитах НЗС являются гарцбургиты, которые составляют от 80 до 90 % разрезов, в то время как в офиолитах срединно-океанических хребтов это лер-

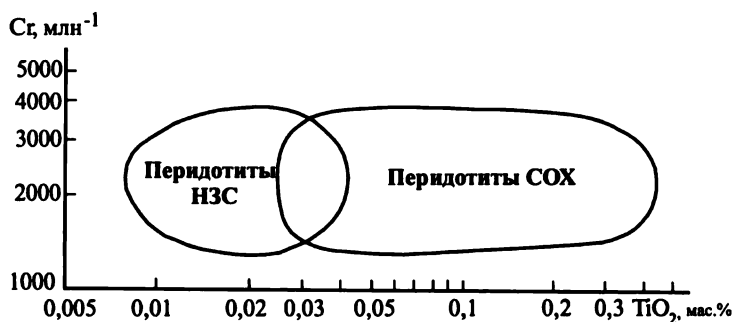


Рис. 7.7. Диаграмма Sr-TiO₂ для перидотитов задуговых бассейнов (НЗС) и срединно-океанических хребтов (СОХ), по Дж. А. Пирсу и др., 1987

цолиты. Остальные породы представлены дунитами, слагающими линзовидные тела, реже сложными карманами пироксенитов и лерцолитов. Ультраосновные породы НЗС более низкотитанистые, что характерно для большинства магматитов зон субдукций (рис. 7.7). В их составе обычны крупные линзовидные залежи хромит-дунитовых тел, появление которых объясняется присутствием в расплаве воды. Последняя, согласно экспериментальным данным, расширяет поля кристаллизации оливиновой и шпинелевой фаз, что способствует выделению оливина и хромита (хромовой шпинели). В офиолитах (габбро, долериты, базальты) НЗС клинопироксен, а иногда и ортопироксен, как правило, кристаллизуются раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах СОХ наблюдаются обратные соотношения. В целом перидотиты НЗС чаще более низкотемпературные, чем перидотиты СОХ (рис. 7.8).

7.4. СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Магматические комплексы задуговых бассейнов по прошествии некоторого времени после своего формирования оказываются вовлеченными в коллизионные или аккреционные процессы, поскольку они сопряжены с субдукционными, ведущими к закрытию крупных океанических бассейнов. При этом их тыловодужное положение способствует лучшей сохранности магматических и осадочных комплексов, чем океанических, которые, как правило,

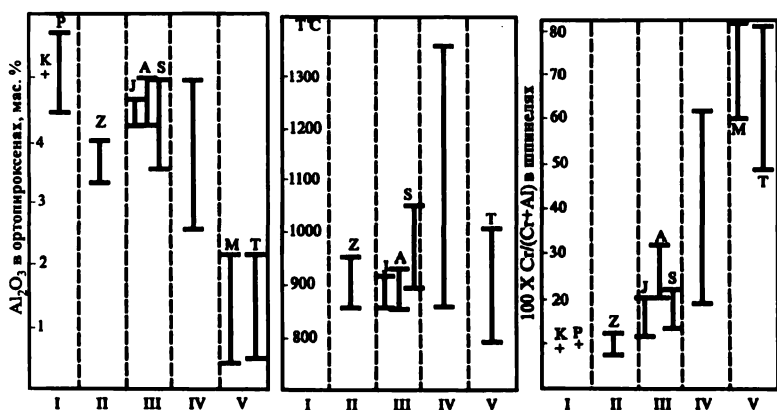


Рис. 7.8. Температуры кристаллизации и особенности состава минералов перидотитов различных геодинамических обстановок. I–V — геодинамические эталоны перидотитов (Bonatti, Michael, 1989):

I — недифференцированные перидотиты континентов (K) и пиролита (P); II — начальная стадия раскрытия океанического рифта (о. Забаргад в Красном море); III — океанические пассивные окраины (I — Иберийская, A — Австралийская, S — Шпицберген); IV — зрелые океанические бассейны (Срединно-Атлантический хребет); V — зоны субдукции (T — Тонга, M — Марианская)

почти полностью субдуцируются. Детальное петрологическое, геохимическое изучение офиолитовых разрезов и сопутствующих им вулканогенных и осадочных комплексов, известных в различных складчатых поясах, показало, что большинство из них представляют реликты коры океанического типа, сформированные в задуговых бассейнах. Офиолитовые комплексы могут нести наиболее ценную информацию, поскольку для них в настоящее время разработаны относительно достоверные критерии геодинамической принадлежности (составы толеитовых базальтов и минералов из перидотитов). По мнению Дж. А. Пирса и др. (1987), лучшим критерием разделения офиолитов НЗС и СОХ может служить доля участия средних и кислых пород в лавовых толщах и интрузиях верхних частей разреза. В качестве примера приводится комплекс Семайл в Омане, прорванный диорит-плагиогранитовыми интрузиями и содержащий в верхних частях лавовой толщи значительную долю андезитов и риолитов.

Более надежными критериями геодинамической типизации перидотитов является химический состав минералов, составляющих перидотиты: оливинов, пироксенов и особенно хромовых шпинелей. Согласно данным Э. Бонатти и П. Майкла (Bonatti, Michael, 1989), ортопироксены из перидотитов НЗС имеют наиболее низкие содержания оксида алюминия, а шпинели характеризуются повышенной хромистостью, так что по соотношениям этих двух параметров поля перидотитов СОХ и НЗС не перекрываются (рис. 7.8, 7.9).

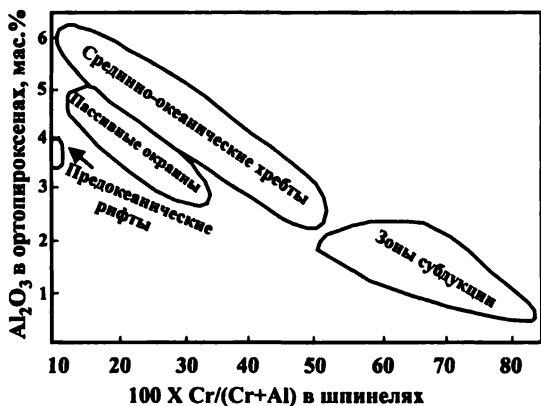


Рис. 7.9. Соотношение Al_2O_3 в ортопироксенах и хромистости шпинели в перидотитах различных геодинамических обстановок (Bonatti, Michael, 1989)

С. А. Паланджяном (1991) на более обширном материале по составам минералов установлены следующие пределы концентраций Al_2O_3 в пироксенах из перидотитов СОХ: клинопироксены — 3,3–5,4 %; ортопироксены — 3,2–4,3 %. Содержания Al_2O_3 в минералах из перидотитов, образовавшихся над зоной субдукции, существенно ниже: 0,5–3,3 % в клинопироксенах и 0,4–2,9 % в ортопироксенах.

Однако все это относится к задуговым бассейнам спредингового типа. Что же касается бассейнов рифтингового типа, то здесь на первый план выходит изучение эволюции магматизма, временных и пространственных соотношений вулканических серий с типично островодужными, изучение сопутствующих осадочных разрезов и многое другое.

ГЛАВА 8

МАГМАТИЗМ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН АНДСКОГО ТИПА

8.1. СТРОЕНИЕ АНДСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

Активные континентальные окраины Андского типа по строению и магматизму имеют много общих черт с островными дугами, поскольку они также сопряжены с зонами субдукции. Однако есть и существенные отличия. В качестве эталона этой геодинамической обстановки обычно рассматривается западная часть Южной Америки, где интенсивный четвертичный магматизм связан с одними из высочайших гор Земли — Андами, протягивающимися почти на 9000 км и имеющими самый большой на земной поверхности градиент рельефа: до 14 км между дном глубоководного желоба и вершинами гор.

Земная кора Андской континентальной окраины достигает мощности 60–70 км, что в 3–4 раза больше, чем в островных дугах. Корень Анд с максимальной мощностью коры расположен именно под вулканическим поясом. Многие исследователи допускают, что рост коры активных континентальных окраин происходит не только за счет надстраивания ее вулканическим материалом сверху, но и подслаиванием снизу (андерплейтингом) в результате кристаллизации магм, выход которых на поверхность затруднен как раз из-за большой мощности коры. Нарастивание континентальной коры под Центральными Андами, где она имеет наибольшую мощность, связывается также с субдукцией продуктов тектонической эрозии висячего крыла.

Начало субдукции на периферии Андского участка Пангеи, по мнению В. Е. Хаина и М. Г. Ломизе (2005), относится к середине триаса. В юре и раннем мелу активная Андская континентальная окраина представляла собой энсиалическую островную дугу, близкую по строению к современной Зондской. В то же время Южные Анды в юре имели островодужное строение с развитым задуговым бассейном, о чем свидетельствуют офиолиты «рокас вердес» с комплексами Тортуга и Сармиенто (Dalziel et al., 1974). С середины мела

начался предорогенный (до 50 млн лет назад) а затем и орогенный (до настоящего времени) этапы развития Андской континентальной окраины, что связано с началом и продолжением западного дрифта Южно-Американского континента, вызванного раскрытием южной части Атлантического океана, и упором «заякоренного» в мантии слэба Андской зоны субдукции, порождающим сжатие и воздымание орогена (Ломизе, 2008). Ранее Л. П. Зоненшайн и Л. Л. Савостин (1979) отмечали, что Андская континентальная окраина является гигантской структурой сжатия и скупивания сиалических масс, надвигаемых на океаническую плиту.

Наиболее характерной особенностью континентальной окраины Андского типа являются малые углы наклона сейсмофокальных зон, так что вулканический фронт располагается в 300 км и более от глубоководного желоба. На расстоянии до 600 км от желоба угол наклона зоны субдукции не превышает 30° , а местами составляет $10\text{--}15^\circ$ (рис. 8.1). Как и в островных дугах, магматизм начинается в том случае, когда субдуцируемая пластина достигает глубин порядка 100–180 км. В современных амагматичных участках Перу и Центрального Чили (рис. 8.2) зона субдукции резко выполаживается, что связывается большинством исследователей с поглощением низкоплотностной, утолщенной, плавучей коры подводных хребтов Наска и Хуан-Фернандес.

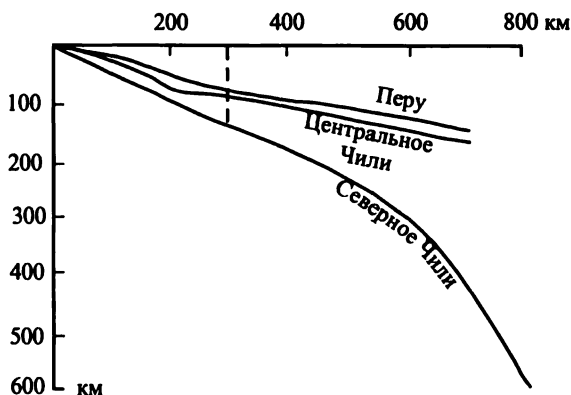


Рис. 8.1. Наклон зоны субдукции и положение вулканического фронта в Андской активной окраине (Jarrard, 1986)

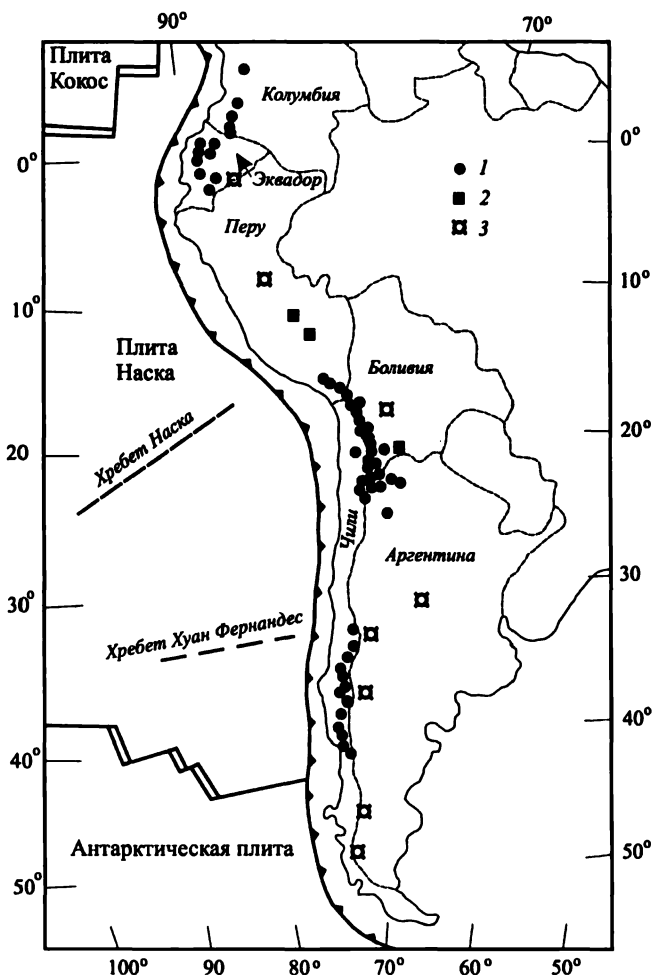


Рис. 8.2. Цепи активных вулканов Анд с известково-щелочным (1), субщелочным (2) и щелочным магматизмом (3), по М. Вилсон (Wilson, 1994) с упрощением

Области магматического питания Анд, представляющие собой четко обособленные низкоскоростные зоны, наиболее достоверно устанавливаются на глубинах от 10 до 35 км (Ocala, Meyer, 1972).

Астеносферные линзы под Андами обнаруживаются на глубинах около 350 км (Sacks, 1983), т. е. мощность субконтинентальной литосферы значительно выше, чем в островных дугах. Под прогибом Альтиплано мощность субконтинентальной литосферы уменьшается до 140 км. Верхняя часть мантии под Андами разуплотнена до глубины 110 км. Сейсмичность Анд довольно высокая, катастрофические землетрясения случаются в среднем один раз в 10 лет. Множество очагов землетрясений расположено выше сейсмофокальной зоны, что делает ее верхнюю границу нечеткой.

Современная Андская активная окраина состоит из серии параллельных преимущественно субмеридианальных хребтов (Кордильер), между которыми расположены внутренние плоскогорья или впадины. На севере Анд выделяется три Кордильеры: Западная, Центральная и Восточная, веерообразно расходящиеся к северу от 1° с. ш. и разделенные глубокими грабенами Магдалена и Каука, вмещающие осадки огромной мощности. Это тектонически очень активная область с новейшими разломами, поднятиями, опусканиями и современным вулканизмом, территориально приуроченным к Западной и Центральной Кордильерам. Наиболее крупные вулканы высотой до 5400 м этого района расположены на гребне Центральной Кордильеры.

Южнее от 1° с. ш. до 4° ю. ш. Центральная Кордильера переходит в Восточную, современные вулканические конусы цепочками насажены вдоль внутренних склонов двух Кордильер: Восточной и Западной. Разделяющий их грабен Кито-Куэнка заполнен преимущественно вулканическими продуктами и является южным продолжением грабена Каука.

В Перуанских Андах от 4° ю. ш. до $14^{\circ}30'$ ю. ш. современный вулканизм отсутствует. В то же время на расстоянии около 600 км и более к востоку от желоба расположены молодые вулканы, сложенные субщелочными и щелочными вулканитами (см. рис. 8.2). Далее к югу современный вулканизм возобновляется в Центральных Андах, которые имеют максимальную ширину (700–800 км) и наиболее сложное строение. Восточная Кордильера распадается здесь на целый ряд более коротких хребтов, а на западе вдоль Тихого океана появляется Береговая (Прибрежная) Кордильера высотой до 3200 м, к востоку от которой расположена ограниченная нормальными сбросами Продольная долина длиной 1100 км. В

осевой части Анд находится обширное внутреннее плоскогорье с отметками высот от 3000 до 4500 м — молодая грабеновая структура Пуна, западный пониженный край которой известен как Альтиплано. Поверхность Альтиплано загромождена грубым обломочным материалом, сыпучими песками, а в восточной части покрыта толщами вулканогенных продуктов. Она разбита также молодыми сбросами и всбросами, с которыми связано формирование трогов озер Титикака, Поопо, Койпаса и др. Мощность обломочных пород в грабене Альтиплано достигает 10 км (Хаин, Лимонов, 2004). Здесь очень широко развиты солончаки. Современный вулканизм в Центральных Андах приурочен к Западной Кордильере, представляющей собой высокогорную цепь с действующими вулканами высотой до 6425 м.

На отрезке от 28° ю. ш. до 31°15' ю. ш. современный вулканизм не проявляется. Южнее все восточные структуры Анд выклиниваются и вулканизм снова возобновляется в пределах Главной Кордильеры, отделенной от Береговой грабеном Продольной долины, а восточнее появляется Передовая Кордильера (Фронталь).

Крайний южный отрезок Анд от 39° ю. ш. имеет одну вулканически активную Кордильеру — Патагонскую. Береговая Кордильера превращается в цепь островов Чилийского архипелага, а Продольная долина — в систему проливов.

Несмотря на то, что каждый отрезок Анд имеет индивидуальное строение, можно представить некую обобщенную схему латеральных структурных рядов (рис. 8.3). С запада на восток выделяются следующие структуры.

Крайевой вал образуется над участком перегиба погружающейся океанической плиты и представляет собой подводное поднятие высотой от 200 до 1000 м.

Глубоководный желоб заполнен терригенными и туфогенными турбидитами, материал для которых поступает с континентального склона. На Чилийско-Перуанском участке желоба, примыкающем к пустыне Атакама, осадки практически отсутствуют, что связано с физико-географическими факторами, контролирующими поступление терригенного материала (Хаин, Ломизе, 2005).

Аккреционная призма в пределах Андской континентальной окраины образуется не везде. На центральном отрезке Анд, где преобладает режим субдукционной эрозии, она отсутствует.

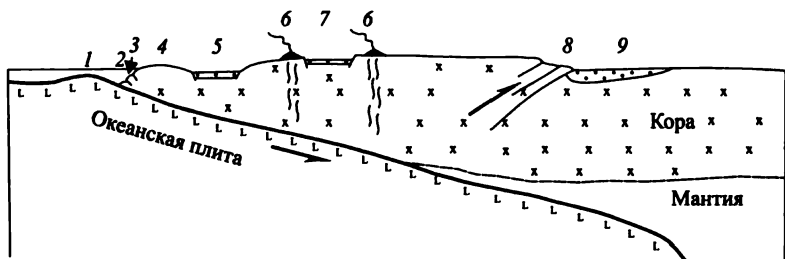


Рис. 8.3. Схема латеральных структурных рядов Андской окраины, по В. Е. Хаину, М. Г. Ломизе (2005), с дополнением:

- 1 — краевой вал; 2 — глубоководный желоб; 3 — аккреционная призма; 4 — подводная терраса или береговой хребет; 5 — продольная долина; 6 — главный вулканический хребет; 7 — рифтогенная впадина; 8 — тыловая система сбросо-надвиговых деформаций; 9 — тыловой предгорный прогиб

Подводная терраса, или береговой хребет, представляет собой выступ континентального цоколя или более ранних островодужных образований на краю висячего крыла зоны субдукции (береговые Кордильеры Перу и Чили).

Продольная долина является аналогом в наземных условиях междугового фронтального прогиба островных дуг.

Главный вулканический хребет состоит из одной (Южные и Центральные Анды) или двух (Северные Анды) цепей современных вулканов. В Северных Андах преобладают крупные стратовулканы, сложенные лавовыми потоками и пирокластическими образованиями. Особенно широко распространены туфы, покрывающие большие пространства. В западной цепи вулканов преобладают серые дациты, а в восточной — черные андезибазальты, хотя в целом вулканы образуют протяженную базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию.

В Центральных Андах со среднего миоцена (12 млн лет назад) до плиоцена (2,9 млн лет назад) вулканическая деятельность протекала в основном в виде трещинных извержений огромного количества игнимбритов. В результате возникло крупнейшее на Земле игнимбритовое плато, занимающее площадь 150 000 км² и распространившееся на Западные и Восточные Кордильеры, а также разделяющий их грабен Альтиплано-Пуна. Максимальная ширина ареала игнимбритов составляет 400 км у 19° ю. ш. (Богатилов и

др., 1987). В дальнейшем в Западной Кордильере возникли цепи сложно построенных стратовулканов, сложенных преимущественно риодацитами, андезитами, андезилатитами с известково-щелочным типом магматизма. В Восточной Кордильере происходит увеличение щелочности магматитов, преобладают шошониты и латиты.

В Южных Андах вулканическая деятельность раннего миоцена была приурочена к Береговому хребту, где извергались преимущественно андезиты. С конца плиоцена произошло смещение активного вулканизма к востоку примерно на 100 км в пределы Главной Кордильеры. Вначале (2,45–1,35 млн лет назад) образовались вулканические плато, сложенные мощной (400–800 м) толщей андезитов, их туфов, реже риолитовых игнимбритов, трахиандезитов и андезибазальтов. Затем в позднем плейстоцене и голоцене лавовые плато были увенчаны крупными вулканами центрального типа, сложенными андезибазальтами и андезитами с подчиненным количеством базальтов и базанитов.

Рифтогенная впадина разделяет хребты с активным вулканизмом (грабены Магдалена, Каука, Кито, Куэнка) или располагается за современной вулканической кордильерой (Альтиплатано-Пуна). Помимо терригенных отложений, которые являются продуктами разрушения вулканических хребтов, во впадинах распространены также вулканы, продуцированные центрами извержений, расположенными в самих рифтогенных структурах. Например, грабен Кито выполнен в основном вулканиками бимодальной серии (риолитами и базальтами), что сближает его с континентальными рифтами, в грабене Альтиплатано известны верхнемиоценовые и более молодые игнимбриты. Многие впадины содержат месторождения нефти (Альтиплатано, Маракайбо, Магдалена и др.).

Тыловая система взбросо-надвиговых деформаций образуется при надвигании горного сооружения на прилежащие части континента и расположенный там молассовый прогиб (Зоненшайн, Кузьмин, 1993) или пододвигании Южно-Американского кратона под Анды. При этом происходит латеральное внедрение края кратона в размягченные и частично расплавленные массы андской коры, а также срыв и шарьирование осадочного чехла кратона (Ломизе, 2008).

Тыловой предгорный прогиб отделяет горное сооружение Анд от Южно-Американской платформы. Как по геодинамике, так и по магматизму он представляет собой континентальный аналог

задуговых бассейнов островных дуг. Прогиб в основном сложен осадочными образованиями, но в отдельных грабенах рифтогенного типа встречаются субщелочные и щелочные базальты с трахитами, а в Северном сегменте также и фонолиты. Тыловые прогибы нефтеносны (предгорья Венесуэлы, Перу, Боливии, Аргентины).

Поперечная структурная зональность Анд осложняется продольной, связанной с различным строением фундамента, что отражается в составе магматических образований. Выделяются три вулканических сегмента: Северный (Эквадорско-Венесуэльский), Центральный (Перуанско-Чилийский) и Южный (Южночилийско-Патагонский). В Центральном сегменте в основании вулканогенного разреза находится наиболее мощная континентальная кора докембрийского возраста, в то время как в Северном и Южном сегментах известны лишь палеозойские образования.

8.2. ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА

В пределах Андской активной окраины развиты толеитовая, известково-щелочная, субщелочная и щелочная серии магматических пород. Набор серий в целом мало отличается от таковых для островных дуг, однако их количественные соотношения различны. В Андах резко преобладают среднекалиевые известково-щелочные, на втором месте следуют субщелочные (шошонит-латитовые), затем щелочные серии. Толеитовые серии редки, при этом в их составе практически отсутствуют низкокалиевые вулканыты. Количественные соотношения пород по кремнекислотности также различаются. Если в островных дугах преобладают базальты, андезибазальты и андезиты, то в Андской континентальной окраине это андезиты и дациты. Количество риолитов в два раза больше, чем базальтов, в то время как в островных дугах соотношения обратные (рис. 8.4). Этот факт связывается с вовлечением в плавление коровых субстратов, а также контаминацией мантийных магм коровым материалом, о чем свидетельствует возрастание в вулканитах ксенолитов (гнейсов, кварцитов, кристаллических сланцев), высокие концентрации тяжелого изотопа стронция и радиогенного свинца. Особенно высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характерны для игнимбритов (0,7083–0,7099) и обсидианов (0,7215–0,7235) Центрального сегмента Анд (Kay et al., 1980). В вулканитах Северного и Южного сегментов отноше-

ние $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ниже (0,7038–0,7042), зато отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ выше (0,5130–0,5126), чем в породах Центрального сегмента (0,5124–0,5122).

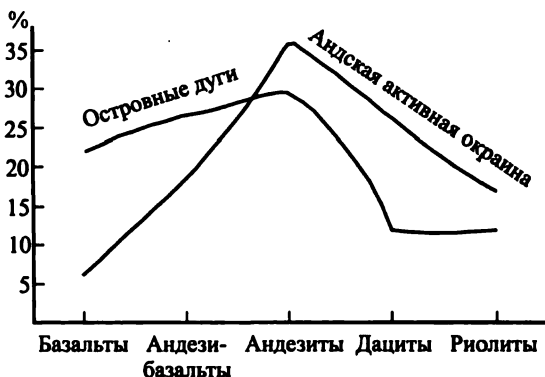


Рис. 8.4. Процентные соотношения вулканитов в Андской активной окраине и островных дугах западной части Тихого океана. Диаграмма построена по данным А. Эварта (Ewart, 1982)

Для Андской активной окраины, так же как и для островных дуг, намечается поперечная сериальная и петрохимическая зональность: с запада на восток известково-щелочная серия сменяется субщелочной и щелочной, а вулканиты обогащаются калием и другими некогерентными элементами. Однако поперечная зональность часто осложняется продольной. Например, калиевоcть вулканитов и концентрация некогерентных элементов в них минимальна для пород Южного сегмента, максимальна для Центрального. Вулканиты Северного сегмента занимают промежуточное положение. Кайнозойский магматизм Андской континентальной окраины в целом имеет антидромный характер, что выражается в возрастании доли основных пород вверх по разрезу (Фролова, Бурикова, 1997). В этом же направлении происходит и увеличение щелочности вулканитов.

Магматиты Анд по сравнению с островодужными более обогащены оксидами калия, натрия, титана и фосфора и обеднены оксидами кальция и магния. В них повышены концентрации элементов с крупными ионными радиусами (Rb, Ba, Sr, Th), а также с высокими ионными потенциалами (Ta, Nb, Ce, Zr, Hf, Sm, Y, Yb, Sc).

На диаграмме соотношений тория, тантала и иттербия (рис. 8.5) хорошо видно, что базальты активных окраин Андского типа обогащены как торием, так и танталом, и тяготеют к внутриплитным, в то время как базальты островных дуг располагаются ближе к базальтам срединно-океанических хребтов.

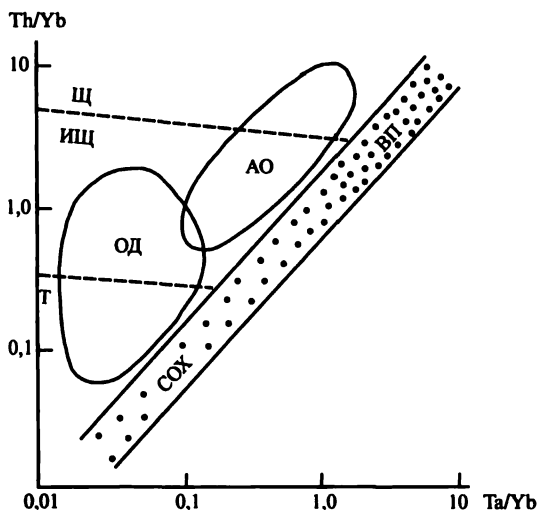


Рис. 8.5. Диаграмма $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$ для базальтов различных геодинамических обстановок (Wilson, 1994). Пунктиром разграничены поля щелочных (Щ), известково-щелочных (ИЩ) и толентовых (Т) серий

Распределение редких земель в четвертичных лавах Анд в целом близко к островодужному (рис. 8.6) и выражается в обогащении легкими REE и обеднении тяжелыми, возрастанием содержаний REE по всему спектру от более основных разностей пород к более кислым. Наиболее сильно дифференциация редких земель проявляется в щелочных породах. Однако в мультиэлементных спектрах базальтов и андезибазальтов столь ярко выраженная для островодужных вулканитов отрицательная Ta-Nb аномалия проявляется редко, чаще отсутствует, а в щелочных разностях, приуроченных к рифтогенным структурам, приобретает положительный характер (рис. 8.7). Это связано, вероятно, с повышенной разогретостью недр Анд по сравнению с островными дугами, поскольку магматизм и

связанный с ним тепломассоперенос в пределах Андской континентальной окраины проявляется достаточно длительное время. В целом для известково-щелочных базальтов и андезибазальтов характерны бариевый, ториевый, циркониевый и тербиевый максимумы и калиевый, стронциевый, гафниевый и титановый минимумы.

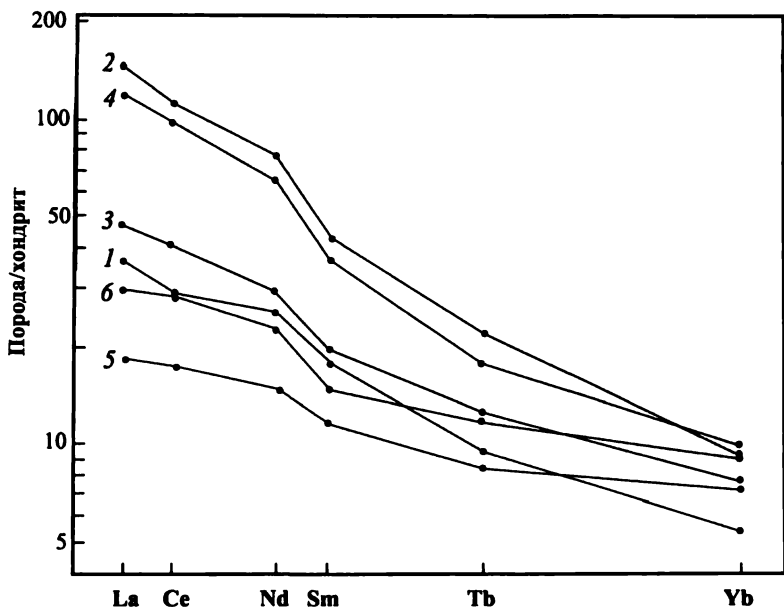


Рис. 8.6. Распределение REE в базальтах и андезибазальтах разных сегментов Анд, средние составы пород по (Thorpe et al., 1984; Hickey et al., 1986; Marlliner, Millward, 1984):

1 — Северный сегмент, андезибазальты; 2–4 — Центральный сегмент (2, 4 — щелочные базальты; 3 — андезибазальты); 5, 6 — Южный сегмент (5 — базальты, 6 — андезибазальты); хондрит по М.А. Хэскину (Haskin, 1968)

Интрузивные породы Анд отличаются очень широким спектром состава и слагают разнообразные по строению геологические тела от даек габбро-долеритов и малых интрузий габброидов, до монзонит-диорит-сиенитовых массивов и гигантских многофазовых батолитов. По объему интрузивные породы Анд превосходят вулканические в 10 раз (Thorpe et al., 1981).

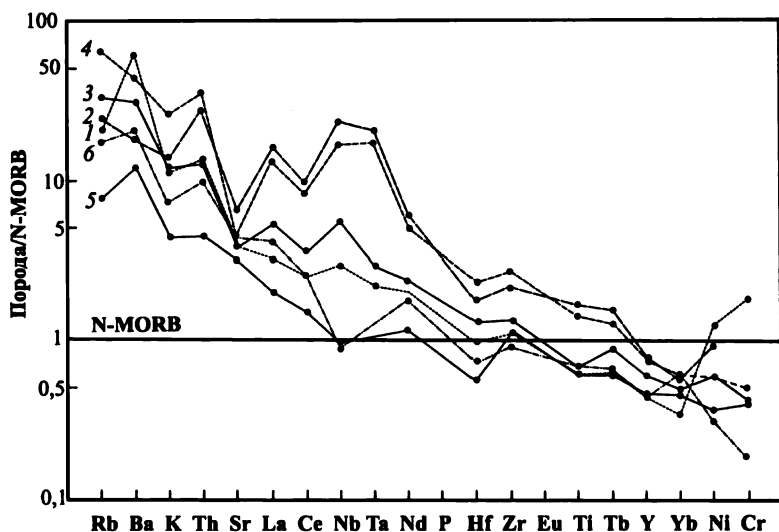


Рис. 8.7. Мультиэлементные спектры базальтов и андезибазальтов разных сегментов Анд, средние составы пород по (Thorpe et al., 1984; Hickey et al., 1986; Marriner, Millward, 1984):

1 – Северный сегмент, андезибазальты; 2–4 – Центральный сегмент (2, 4 – щелочные базальты; 3 – андезибазальты); 5, 6 – Южный сегмент (5 – базальты, 6 – андезибазальты); N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981)

Знаменитый Андский батолит протягивается вдоль всего западного побережья Южной Америки. Он был сформирован в интервале от 100 до 37 млн лет и является комагматичным меловым и палеогеновым вулканитам Арауканского пояса Анд (Ломизе, 1983). Батолит имеет сложное строение и распадается на ряд более мелких массивов. Например, в составе Берегового батолита Перу шириной до 60 км, мощностью около 15 км и протягивающегося на 1600 км выделяются более 1000 плутонов, которые, как считают многие исследователи, соединяются на глубине в единое тело (Wilson, 1994). В его составе габбро и диориты составляют 16 %, тоналиты и гранодиориты – 58 %, адалелиты – 20 % и граниты – 0,5 %. С массивами этого типа связаны медно-порфировые месторождения меди.

Малые интрузии двуслюдяных гранитов с флюоритом имеют возраст от 10 до 6 млн лет и комагматичны риолитовым игнимбритам

Центрального сегмента Анд. К ним пространственно приурочены крупные оловянно-серебряные месторождения. В Восточной Кордильере в полном соответствии с комагматичными вулканитами повышенной щелочности развиты преимущественно монзонит-сиенитовые интрузии.

В глубоких тылах некоторых зон субдукции активных окраин Андского типа известен **лампроитовый магматизм**. К лампроитам относятся ультрамагнезиальные и ультракалиевые эффузивные и субвулканические породы. Обычно подобный тип магматизма относится к внутриплитному, однако в данном случае его связь с зоной субдукции устанавливается достаточно уверенно. Например, в глубоких тылах позднеюрско-раннемелового Охотско-Чукотского пояса в пределах Алданского щита (рис. 8.8) позднемезозойские лампроиты образуют

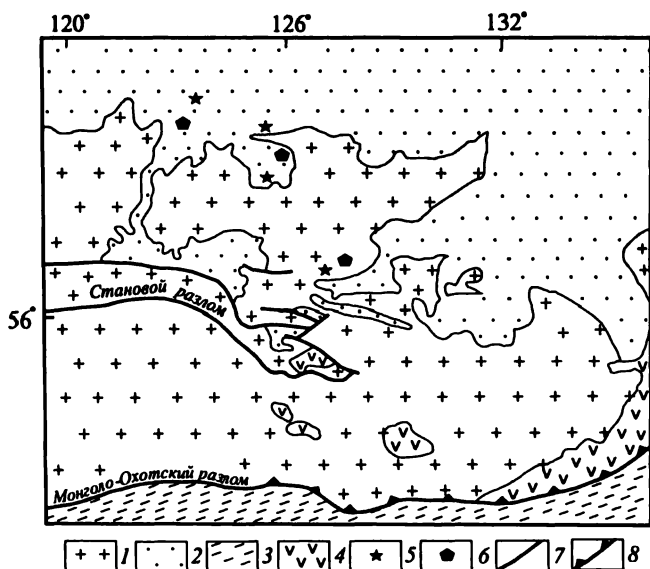


Рис. 8.8. Положение позднемезозойских лампроитов Алданского щита в тылу окраинно-континентального Охотско-Чукотского пояса (Богатиков и др., 1991; Владыкин, 1997; Багдасаров и др., 2001), с упрощением:

- 1 – архейско-раннепротерозойский фундамент Сибирской платформы;
- 2 – разновозрастный платформенный чехол; 3 – мезозойские пояса складчатого обрамления; 4 – позднеюрские-раннемеловые вулканические комплексы Охотско-Чукотского пояса; 5 – лампроиты; 6 – щелочные калиевые интрузивы;
- 7 – разломы; 8 – позднемезозойская зона субдукции

ограниченные по площади скопления мелких гипабиссальных тел, экструзивных куполов, трубок взрыва, реже встречаются также лавы. По кремнекислотности они относятся преимущественно к породам основного, реже среднего (около 13 %) состава и характеризуются резким обогащением магнием и калием и обеднением кремнием и алюминием, причем в направлении к палеозоне субдукции их щелочность уменьшается, а магнезиальность возрастает (Багдасаров и др., 2001). В Северо-Западном Вьетнаме известны эоценовые лампроиты, которые располагаются в тыловой зоне активной континентальной окраины Юго-Восточной Азии (рис. 8.9). Нами были пересчитаны анализы лампроитов с содержаниями 45,49–49,73 % SiO_2 для Алданского щита и 50,45–53,05 % SiO_2 для Северо-Западного Вьетнама. Мультиэлементные и REE спектры (рис. 8.10–8.13) показывают

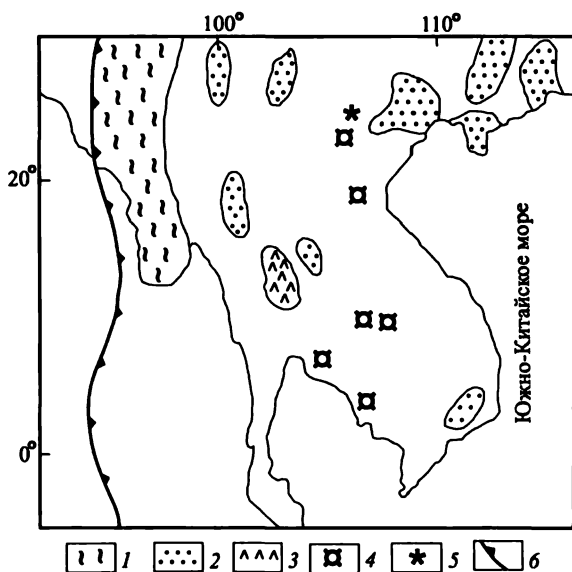


Рис. 8.9. Положение лампроитов Северо-Западного Вьетнама в тылу активной континентальной окраины эоценовой эпохи (Багдасаров и др., 2001), с упрощением:

- 1 – аккреционная призма; 2 – впадины на суше с континентальным осадконакоплением; 3 – впадины с наземным андезитовым и риолитовым вулканизмом; 4 – вулканические центры тыловой зоны; 5 – лампроиты; 6 – зона субдукции

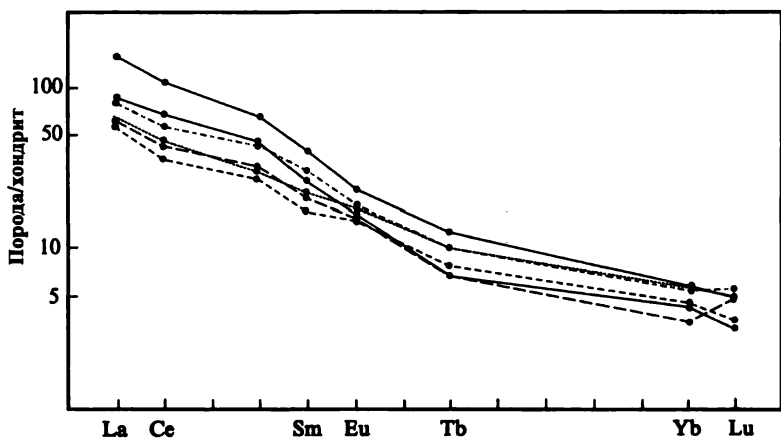


Рис. 8.10. Распределение REE в лампроитах Алданского щита. Анализы взяты из работ О.А. Богатикова и др. (1991), Н. В. Владыкина (1997). Хондрит по М. А. Хэскину (Haskin, 1968)

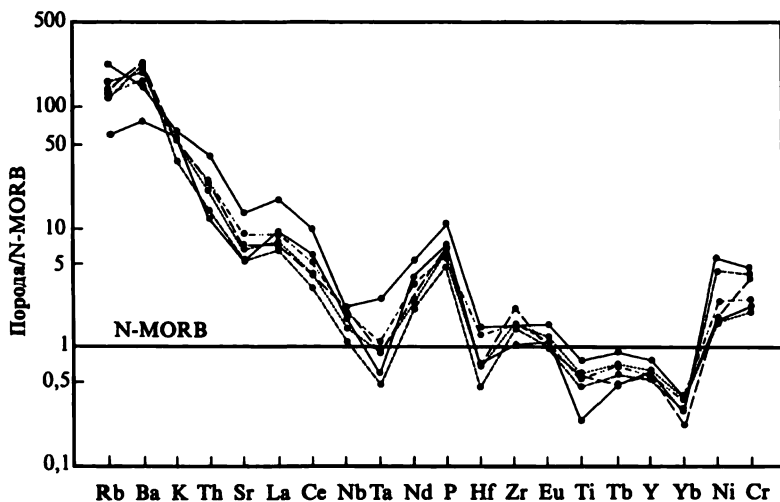


Рис. 8.11. Мультиэлементные спектры лампроитов Алданского щита. Анализы взяты из работ О.А. Богатикова и др. (1991), Н. В. Владыкина (1997). N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981)

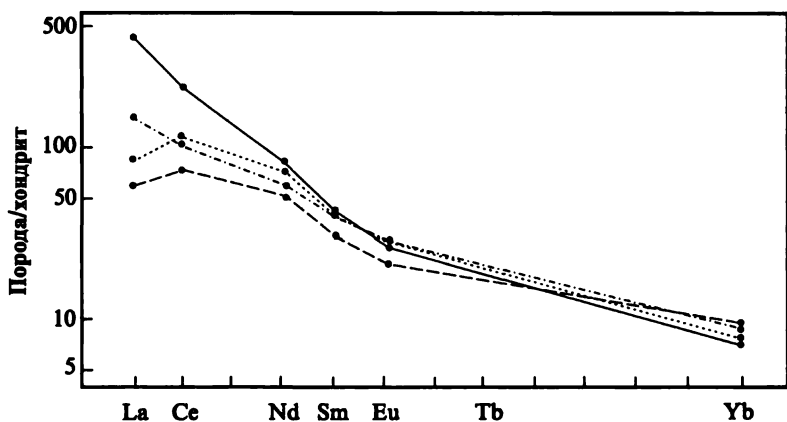


Рис. 8.12. Распределение REE в лампроитах Северо-Западного Вьетнама. Анализы взяты из работы В. Г. Полякова и др. (1997). Хондрит по М. А. Хэскину (Haskin, 1968)

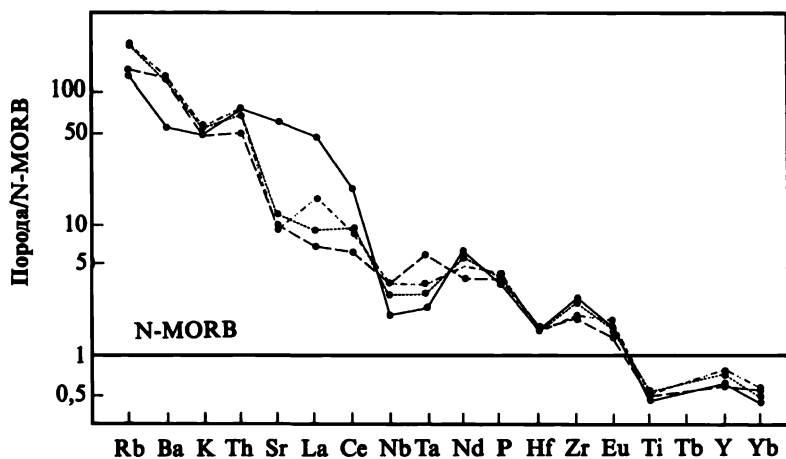


Рис. 8.13. Мультиэлементные спектры лампроитов Северо-Западного Вьетнама. Анализы взяты из работы В. Г. Полякова и др. (1997). N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981)

типичное для основных пород надсубдукционных обстановок соотношение легких и тяжелых REE, КИР и ВЗИ элементов, основных максимумов и минимумов, а также отрицательную танталовую (Алдан) или тантал-ниобиевую (Вьетнам) аномалию. Кроме того на всех типах диагностических диаграмм (Zr-Nb-Y, Ti-Zr, Zr-Ti-Y, Zr-Ti-Sr, Th-Hf-Ta, Th-Hf-Nb, Th-Zr-Nb) лампроиты располагаются в полях субдукционной обстановки. Следует отметить резкое обогащение лампроитов Алдана никелем и хромом, что наряду с недифференцированным характером первичных магм указывает на их мантийный источник. На практике очень важно уметь отличить подобные лампроиты от типичных внутриплитных, поскольку с ними связаны совершенно разные типы полезных ископаемых.

8.3. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Активные континентальные окраины Андского типа восстанавливаются с большей степенью достоверности, чем островные дуги. Поскольку вулканические пояса с резкими угловыми несогласиями накладываются на более древнее консолидированное континентальное основание, степень их последующей деформированности, а также измененности пород существенно ниже островодужных. Часто удается восстановить прежние вулканические постройки, кальдеры, поперечную петрохимическую зональность, направление субдукции и углы падения сейсмофокальных зон. В качестве примеров можно привести реконструкции позднеюрско-раннемелового Охотско-Чукотского, девонского Центрального Казахстана, позднепалеозойского Джунгаро-Балхашского, мел-палеогенового Сихоте-Алиньского, эоценового Юго-Восточной Азии вулканических поясов (Филатова, 1979; Курчавов, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Поляков и др., 1997 и многие другие).

Как уже отмечалось, базальты в пределах активных континентальных окраин Андского типа встречаются редко и по своему химическому составу они занимают промежуточное положение между базальтами энциалических островных дуг и коллизионных обстановок, а их щелочные разности весьма близки к породам континентальных рифтов. Дополнительную информацию о геодинамических обстановках можно получить, используя в качестве индикаторов андезиты. Наиболее удачными являются диаграммы распределения лантана, иттербия, скандия, никеля и тория

(рис. 8.14), на которых андезиты активных окраин Андского типа образуют обособленные поля.

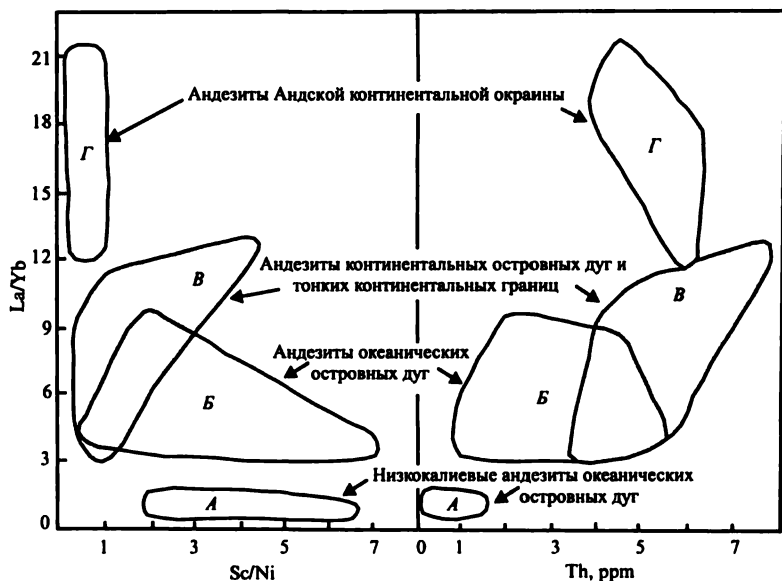


Рис. 8.14. Диагностические диаграммы для андезитов (Bailey, 1981):

А – низкокальцевые ($K_2O < 0,6\%$) андезиты океанических островных дуг; Б – другие андезиты океанических островных дуг; В – андезиты континентальных островных дуг и тонких континентальных границ; Г – андийские андезиты

ГЛАВА 9

МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОН

9.1. ТИПЫ КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВОК

Коллизией называется процесс контакта (столкновения) и взаимодействия двух литосферных блоков с относительно легкой корой, что не позволяет им опускаться в мантию, т. е. субдироваться. Таким образом коллизия следует непосредственно за

субдукцией и обычно рассматривается в качестве конечного этапа цикла Уилсона.

Существуют различные типы столкновений: континент — континент, континент — террейн, континент — дуга, дуга — дуга, дуга — террейн и т. д. При любых из них в зоне взаимодействия всегда происходят деформации, складчатость, покровообразование, метаморфизм и магматизм.

Как уже отмечалось, континентальная кора формируется в островных дугах. Дуги, отмирая, могут существовать в океане достаточно долгое время. Например, отмершая дуга Кюсю-Паллау в Филиппинском море существует около 25 млн лет. Если подобная дуга попадает в зону субдукции перед другой активной дугой, происходит их столкновение из-за невозможности субдуцирования относительно легкой островодужной коры в мантию. Таким образом появляется новое более крупное островное сооружение, которое, в свою очередь, может столкнуться как с новой дугой, так и с континентом.

Процесс образования континентальной коры путем столкновения островных дуг между собой, а также с крупным континентом или микроконтинентом (террейном) называется *континентальной аккрецией*, а складчатые пояса, формирующиеся в результате таких столкновений, — аккреционными поясами (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Следует отметить, что в современной литературе под аккрецией чаще понимаются столкновения дуг, террейнов, симаунтов с краем крупного континента. Если же столкновение происходит в пределах океанов, то данный процесс принято называть *амальгамацией*. Подобные процессы в поздней геологической истории Земли происходили достаточно часто, если не постоянно. Например, каледонская структура Центрального Казахстана образовалась в ордовике и силуре в результате столкновения нескольких островных дуг (Чингизской, Степнякской, Бетпакдалинской) друг с другом, а также с мелкими континентальными массивами (Кокчетавским, Атасуйским, Чуйским и др.). К девону аккреция привела к образованию крупного континентального массива, в пределах которого развивался окраинно-континентальный вулканический пояс. На аккреционной стадии развития до настоящего времени находится Корякско-Камчатский складчатый пояс, который образован рядом столкнувшихся островных дуг и террейнов (Крылов и др.,

1989; Руженцев и др., 1982; Соколов, 1992, 2003; Бондаренко, 2004 и многие другие). Аккреционные комплексы известны в Аляске, Северо-Американских Кордильерах, Новой Зеландии, на Японских островах.

Наиболее грандиозным геологическим процессом является *межконтинентальная коллизия*, которая имеет ярко проявленные тектонические следствия и служит основной причиной орогенеза. Практически все геологические структуры орогенных складчатых поясов континентов Земли в тот или иной момент геологической истории, в той или иной форме, с той или иной степенью тектонических деформаций прошли коллизионную стадию (Абрамович и др., 1997). Некоторые исследователи считают, что в чистом виде не существует ни аккреционных, ни коллизионных складчатых областей, и предлагают выделять аккреционно-коллизионные складчатые сооружения (Берзин и др., 1994).

Тектонический стиль орогенных поясов очень разнообразен, что является следствием влияния множества факторов, определяющих условия и характер взаимодействия литосферных континентальных плит. В числе главных Д. Макензи (McKenzie, 1972) и Дж. Дьюи (Dewey, 1988) выделяют мощность коры и литосферы, степень разогрева мантии, скорость конвергенции плит, а также конфигурацию их окраин.

При коллизии взаимодействие начинается в «точках», жестких выступах плит и с течением времени распространяется по латерали. Подобные выступы были названы *инденторами*, на вершинах которых сжатие является максимальным, в результате чего происходят главные деформации и покровообразование. Например, в Средиземноморско-Гималайском складчатом поясе с запада на восток выделяются Адриатический, Аравийский и Индийский инденторы, на вершинах которых образовались Альпы, Кавказ и Гималаи. Инденторы, как правило, ограничены крупными поперечными им, но параллельными складчатому поясу сдвигами, а также диагональными сдвигами, ограничивающими область их воздействия на противоположную плиту. Это, в свою очередь, приводит к удалению из области сжатия крупных литосферных блоков. Подобный процесс был назван *тектоническим исчезновением* (*tectonic escape*). В местах инденторов формируются также пережимы, или *синтаксисы*, складчатого пояса (Кавказский синтаксис).

В промежутках между инденторами достаточно долгое время сохраняются остаточные бассейны, в том числе и с корой океанического типа, происходит псевдосубдукция и даже формирование задуговых бассейнов. Например, в тылу Кикладской островной дуги, развивающейся в псевдосубдукционном режиме, раскрылось Эгейское море. Под псевдосубдукцией понимается такой процесс, когда субдукция происходит без непосредственной связи со спредингом в соответствующем бассейне (Хаин, 2003). При этом полного «заклепывания» бассейна с корой океанического типа часто не происходит, и остаточный бассейн заполняется мощными осадками, залегающими непосредственно на коре океанического типа. Примером подобного бассейна является Северо-Каспийская депрессия, мощность осадков в которой составляет около 14 км.

Следствиями инденторной тектоники являются образование разломов (сдвигов) и рифтогенез внутри противоположной плиты. Возникающие при этом рифты относятся к *импактогенам*: грабены Байкальской рифтовой зоны, Провинции Шанси в Китае, Рейнский грабен (Molnar, Tarponier, 1975).

Континентальная коллизия редко завершается простым скупиванием легких сиалических масс. В ряде случаев происходит пододвигание более древней и тяжелой литосферы под более молодую и легкую, т. е. происходит субдуцирование континентальной литосферы (субдукция Амштуца, или А-субдукция). Подобный тип коллизии назван *гиперколлизией*. Согласно геолого-геофизическим данным в Гималайском секторе Альпийского пояса холодная литосфера Индостанской плиты погружается под более разогретую литосферу Азии, в результате чего, начиная с миоцена, поглотилось 1200–2000 км литосферы Индостанской плиты, так что передний край погружающейся пластины находится в настоящее время под Памиром (Butler, 1992). По простиранию складчато-надвиговых систем располагаются протяженные (несколько сот километров) депрессии, являющиеся аналогами глубоководных желобов (Индско-Гангская депрессия в предгорьях Гималаев).

При коллизии резкое возрастание тектонического стресса, а также переориентировка движения литосферных плит могут привести к надвиганию более тяжелой океанической литосферы на более легкую континентальную. Такой процесс Р. Колман (1979) назвал *обдукцией*, оценив при этом, что только 0,001 % океанической коры сохраняется

в орогенах. Результатом обдущирования являются аллохтонные пластины фрагментов офиолитовых комплексов. Условия сохранения в структуре континентов океанической литосферы определяются в основном двумя факторами: скоростью конвергенции плит и степенью разогретости верхней мантии (Основы геодинамического анализа..., 1997). При низкой скорости сближения плит и достаточно высокой температуре мантии вся океаническая литосфера субдущируется и коллизионные сутуры не содержат офиолитовых комплексов. При вялой коллизии возможно сохранение остаточных бассейнов с корой океанического типа. В таком случае их залегание является автохтонным или параавтохтонным. При достаточно высокой скорости конвергенции и низкой температуре мантии в начале коллизии обдущирование океанической литосферы неизбежно.

При коллизии океаническая литосфера может не только обдущиваться, но и внедряться в континентальную, что достаточно уверенно фиксируется геофизическими методами, когда в коллизионных областях выделяются зоны развития корово-мантийных смесей (Гималаи, Апеннины). Подобное явление получило название *интродукции*.

В коллизионных зонах интенсивный тектонический стресс, складчатость, надвигообразование и разогрев приводят к пластическому течению вещества земной коры и ее реологической и тектонической расслоенности (Лобковский, 1988). Реологическая расслоенность определяется не только особенностями первичного состава различных слоев коры, но также термическим режимом, степенью насыщения слоев флюидами, неоднородными деформациями толщ и др. При этом, как правило, в нижней коре или на ее границе с верхней возникают так называемые астенотинзы и астенослои с пониженной вязкостью, что хорошо фиксируется геофизическими методами. Наличие подобных ослабленных зон способствует латеральному перемещению отдельных блоков земной коры коллизионных зон, которые были названы *шолями* (Тошер, 1975). По аналогии с литосферными плитами взаимодействующие границы шолей подразделяются на дивергентные, конвергентные и трансформные. Некоторые исследователи полагают, что в условиях континентальной коллизии магматизм контролируется именно этими границами, что и определяет огромное разнообразие вулканических и интрузивных пород (Абрамович, Засеев, 1989).

Современные зоны коллизии характеризуются высокой, преимущественно мелкофокусной коровой сейсмичностью, однако землетрясения здесь не сконцентрированы в узких зонах, а имеют площадное распространение. На вершинах выступов проявляются и более глубокие землетрясения: до 100 км под Большим Кавказом и 280 км под Гиндукушем. На фоне рассеянной сейсмичности выделяются зоны относительно более высокой концентрации землетрясений, которые фиксируют взаимодействующие границы более мелких плит. Например, в центральной части Альпийского пояса по сгущению очагов землетрясений выделены подобные плиты, называемые также малыми, а по данным GPS установлено, что Турецкая и Иранская малые плиты отжимаются в разные стороны от Аравийского индентора, а Черноморская и Южно-Каспийская малые плиты испытывают сжатие и пододвигаются под Большой Кавказ (Зоненшайн, Савостин, 1979).

Главным структурным выражением зон коллизии являются тектонические покровы (шарьяжи) и сопровождающие их хаотические образования типа дикого флиша (олистостромы). Д. С. Соколовым (2003) отмечается наличие некоторого «структурного парадокса», заключающегося в том, что для коллизионных поясов (Альпы, Аппалачи и др.) характерно покровное строение со значительными амплитудами перемещений в десятки и сотни километров, в то время как в аккреционных поясах преобладают чешуйчатые структуры, крупноамплитудные покровы практически отсутствуют и достаточно часто распространены террейны, перемещенные на многие тысячи километров.

Континентальная коллизия является длительным процессом. Например, в областях сочленения Евразийской и Индостанской плит она продолжается 55 млн лет (Guillot et al, 1999), а в Кавказском секторе Альпийского складчатого пояса около 35 млн лет (Короновский, Демина, 1999). При коллизии происходит значительный рост мощности земной коры: до 70 км в Гималаях и 55 км на Кавказе. Важно отметить, что в современных зонах коллизии на глубинах от 15 до 30 км геофизическими методами установлены слои или линзы частично расплавленного вещества. Например, в Гималаях слой расплавленного вещества мощностью 10 км и шириной вкрест простираения коллизионного пояса до 250 км выявлен на глубинах 15–20 км в верхней коре непосредственно в районе наибольшего

ее утолщения, при этом подстилающая мантия не обнаруживает никаких аномальных свойств (Розен, Федоровский, 2001). Это свидетельствует о внутрикоровом источнике тепла, возникшем в результате температурной релаксации внутри надвинутых пакетов коры (England, Thompson, 1984).

В постколлизийную стадию, когда заканчивается общее сжатие, происходит распад (коллапс) горного сооружения, а на смену коллизийному сжатию приходит растяжение, связанное с растеканием нижней коры под давлением вышележащих пород (Dewey, 1988). В это время образуются постколлизийные рифты.

9.2. МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВОК

Магматизм коллизийных обстановок очень разнообразен и зависит от типа взаимодействующих структур и их вещественного состава, скорости конвергенции и конфигурации границ плит, термодинамического состояния глубин и многих других факторов. Например, при столкновении островных дуг магматизм продолжает линию развития предшествующего субдукционного с доминирующей ролью известково-щелочных серий. При коллизии островной дуги с континентом после завершения субдукции проявляется магматизм, который выделен в самостоятельный аккреционный тип (Крылов, Лучицкая, 1999).

При коллизии спредингового хребта с островной дугой или континентом в зоне магмогенеза температуры резко повышены, что способствует возрастанию степени частичного плавления субстрата и, как следствие, увеличению объема выплавов. Генерация магм происходит на относительно небольших глубинах, при этом происходит образование расплавов преимущественно нормальной щелочности. В этой обстановке появляются высокомагнезиальные андезиты, называемые также байяитами. В случае столкновения дуги или континента с асейсмическим хребтом, наоборот, глубины генерации магм резко возрастают, объем выплавов уменьшается, а щелочность расплавов повышается.

Магматические процессы в зонах коллизии типа континент — континент еще более разнообразны, что определяется сложностью геологического строения коллизийных зон, вовлечением в магмогенерацию гетерогенных субстратов разного состава, локальными

геодинамическими условиями внутри зоны, возникающими при взаимодействии отдельных блоков, наложении на зону коллизии других региональных структур с иной геодинамикой. Например, проградация рифтогенного режима Красного моря на север в зону коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской плит оказывает существенное влияние на характер магматизма вплоть до Большого Кавказа.

В коллизионных зонах наиболее широко развиты известково-щелочные и субщелочные серии вулканитов при подчиненной роли щелочных и толеитовых, а их состав изменяется от базальтов до ультракислых риолитов с существенной долей гавайитов, муджиеритов, бенмориитов, трахиандезитов и трахитов. Щелочные и субщелочные серии приурочены к структурам локального растяжения (синколлизионным рифтам, транстенсионным зонам, *pull-apart* структурам).

Наиболее характерными индикаторами коллизии типа континент — континент являются формации палингенных гранитов и риолитов, а также субщелочные калиевые (шошонитовые) серии, широко распространенные на Кавказе, Тибете, в Альпах и Гималаях. В целом интрузивные разности пород значительно преобладают над вулканическими. Среди вулканических пород доминируют кислые туфы и игнимбриты, образующие часто пьедесталы, на которых впоследствии возникают крупные стратовулканы, сложенные более основными разностями вулканитов.

Магматизм коллизионных зон отличается значительным генетическим многообразием геодинамических обстановок образования. Это отражается в широких вариациях петрографического и петрогеохимического состава магматических образований, что в значительной степени затрудняет диагностику коллизионных магматитов при палеогеодинамических реконструкциях.

До недавнего времени в качестве магматических индикаторов коллизионных обстановок рассматривались преимущественно лейкократовые двуслюдяные гранитоиды, для которых в отличие от надсубдукционных не характерна петролого-геохимическая зональность. Вулканиты в этом аспекте практически не рассматривались. Сложность интерпретации химизма вулканитов, образовавшихся при континентальной коллизии, состоит в том, что в их химизме, по-видимому, остается некоторая «память» от доколлизионных

процессов, с одной стороны, а с другой — они уже начинают реагировать на зарождающиеся новые геодинамические обстановки син- и постколлизийного континентального рифтогенеза. В последнее время в результате детального изучения химизма магматитов коллизийных зон все же были установлены некоторые петрохимические и геохимические особенности магматитов и выделены специфические типы магматизма: аккреционный и коллизийный.

9.2.1. АККРЕЦИОННЫЙ МАГМАТИЗМ

При столкновении островной дуги с континентом магматизм, как правило, носит известково-щелочной характер. Кроме того формируются специфические К-На толеитовые и субщелочные (гавайит-муджиеритовые) серии, приуроченные к рифтогенным *pull-apart* структурам, образование которых обусловлено сдвиговой тектоникой. При этом последовательность серий (от толеитовой к субщелочной) противоположна их последовательности (от щелочной и субщелочной к толеитовой) на дивергентных границах плит. Такие серии описаны в Центральной Мексике (Luhr et al., 1995), Индонезии (Stolz et al., 1990), Папуа-Новой Гвинее (Richards et al., 1990), на Урале (Бочкарев, Язева, 2001) и других районах. Магматиты обеих серий обогащены легкими REE, элементами с крупными ионными радиусами (Rb, K, Ba, Sr). По сравнению с предшествующими островодужными вулканитами в них повышены концентрации Ti, Zr, Ta и Nb. Специфика химизма пород и его эволюция, по мнению ряда исследователей, определяются влиянием остаточных существенно натриево-хлоридных надсубдукционных флюидов.

В 80-е гг. прошлого столетия в древних метаморфизованных аккреционных комплексах (призмах) были обнаружены мелкие интрузивные тела (штоки и дайки) плагиогранитного (тоналит-трондьемитового) состава. В то же время известно, что современные аккреционные призмы амагматичны. Было также установлено, что плагиогранитный магматизм пространственно оторван от типичного островодужного, а во времени следует непосредственно за крупными фазами аккреции. Именно этот магматизм и было предложено выделить в самостоятельный аккреционный тип (Крылов, Лучицкая, 1999).

Аккреционные плагиограниты характеризуются чрезвычайно низкими относительно других типов пород содержаниями калия так,

что по соотношению нормативных альбита, анортита и ортоклаза они располагаются в полях тоналитов и трондьемитов, а на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ устанавливается трондьемитовый, а не известково-щелочной тип дифференциации. На нормализованных по хондри-ту графиках хорошо видно (рис. 9.1 А), что они в разной степени

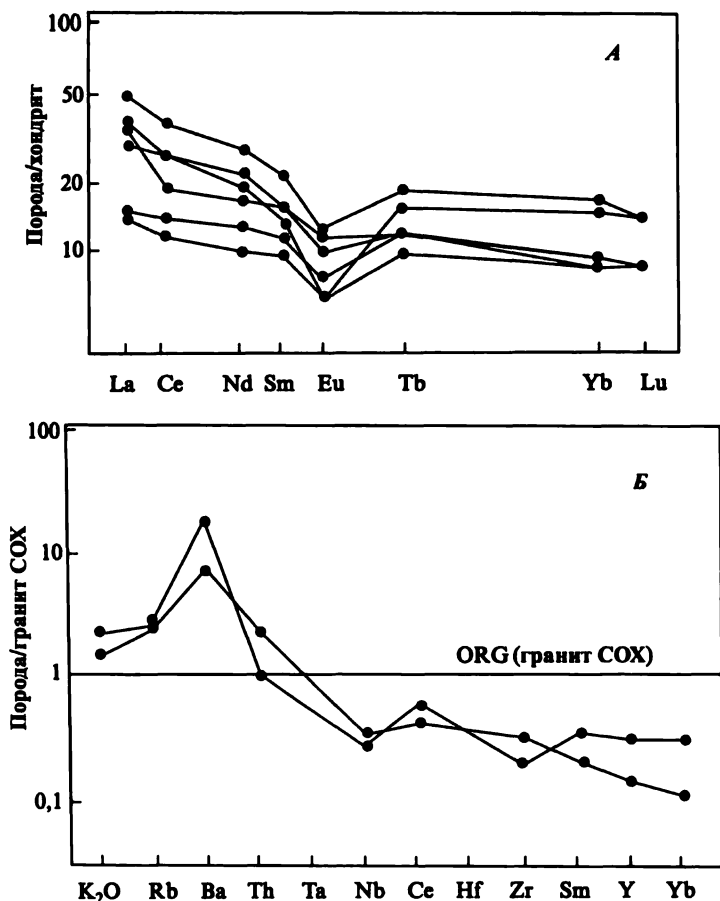


Рис. 9.1. Спектры REE (А) и мультиэлементные спектры (Б) аккреционных плагиигранитов (Крылов, Лучицкая, 1999)

обогащены легкими REE. Европиевая аномалия, как правило, хорошо выражена, но может и отсутствовать. По сравнению с плагиогранитами срединно-океанических хребтов (рис. 9.1 Б), которые являются дифференциатами толеитовых магм, они обогащены элементами с крупными ионными радиусами (калием, рубидием и особенно барием) и обеднены высоkozарядными элементами (танталом, ниобием, гафнием и цирконием). Устанавливаются также четкие региональные различия в химическом составе пород, что свидетельствует о различных субстратах, из которых выплавлялись родоначальные расплавы. К. А. Крылов и М. В. Лучицкая (1999) считают, что на аккреционной стадии в призме достигаются РТ условия, необходимые для выплавки магм плагиогранитного состава. В качестве примера приводятся термодинамические параметры метаморфизма ($T = 730\text{--}800^\circ\text{C}$, $P = 6,8\text{--}7,3$ кбар) пород Ганальского хребта Камчатки, вмещающих многочисленные мелкие тела плагиогранитов аккреционного типа.

Следует отметить, что описанные выше типы магматизма, безусловно, не исчерпывают всего многообразия его проявлений на разных стадиях аккреции, однако петрогеохимические особенности вулканитов, позволяющие их идентифицировать при палеогеодинамическом анализе, до настоящего времени достоверно не установлены.

9.2.2. КОЛЛИЗИОННЫЙ МАГМАТИЗМ

К этому типу относится магматизм, проявляющийся на стадии жесткой коллизии континентов, когда процессы субдукции прекращаются (Короновский, Демина, 1996). Как уже отмечалось, коллизия происходит неравномерно как во времени, так и в пространстве, так что в пределах коллизионного пояса магматизм крайне неоднороден по объему и составу продуктов извержения. Например, в пределах Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса Д. А. Симоновым (1998) выделены различные геодинамические типы вулканитов, сформировавшиеся в обстановке общей коллизии: субдукционно-коллизионный, собственно коллизионный, коллизионно-рифтовый. Работами Н. В. Короновского и Л. И. Деминой (1996, 1998, 1999, 2004, 2007) на примере Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса были выявлены особенности химического состава коллизионных вулканитов и была предложена модель магматизма, удовлетворительно их объясняющая.

В позднекайнозойское время Кавказский регион находился в состоянии общего субмеридионального сжатия, которое продолжается и в настоящее время. К позднему миоцену (11 млн лет тому назад) в этой части Альпийского пояса замкнулись все бассейны с корой океанского типа и процессы субдукции прекратились, сменившись сильнейшей коллизией, вызванной ускоренным перемещением к северу Аравийской плиты, за счет начавшегося раскрытия Красного моря, и жестким упором с севера Евразийской плиты. В результате субмеридионального сжатия сформировалась современная структура Кавказского региона, ведущую роль в которой играли сдвиговые зоны ЮЗ, ЮВ, субширотного простираения и надвиги общекавказской ориентировки (рис. 9.2). Сдвиговые нарушения играют особо важную роль в современной структуре, так как с ними в поверхностной части земной коры связаны участки присдвиговых растяжений, благоприятные для проявления вулканизма. Максимальные объемы вулканических пород в Кавказском синтаксисе приурочены как раз к вершине Аравийского индентора.

Вулканисты Кавказского сектора относятся преимущественно к известково-щелочным, реже субщелочным и щелочным сериям, при этом кислые разности нормальной щелочности (риолиты, риодациты, дациты) преобладают над основными, средними, субщелочными и щелочными.

В то же время для части пород устанавливается сериальная неопределенность, выражаемая в том, что на разных типах диаграмм одни и те же вулканисты относятся к различным сериям. Например, на диаграмме АФМ практически все вулканисты Кавказского сектора Альпийского пояса располагаются в поле известково-щелочных серий (рис. 9.3). В то же время по соотношению SiO_2 , MgO и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ известково-щелочной характер имеют только породы Большого Кавказа, толеитовый — Восточной Анатолии, а вулканисты Малого Кавказа распределились примерно поровну в обоих полях (рис. 9.4). Это говорит о том, что к югу возрастает толеитовая тенденция в химизме пород, а геодинамическая обстановка эволюционирует в сторону континентального рифтогенеза. По соотношению оксидов Si , K , Mg и Ti на тройных диаграммах поля собственно коллизионных вулканистов располагаются между полями вулканистов субдукционных зон и континентальных рифтов, при этом часть пород отражает в своем химизме переходный характер магматизма от надсубдукционного к коллизионному и от коллизионного к континентально-рифтовому (рис. 9.5).

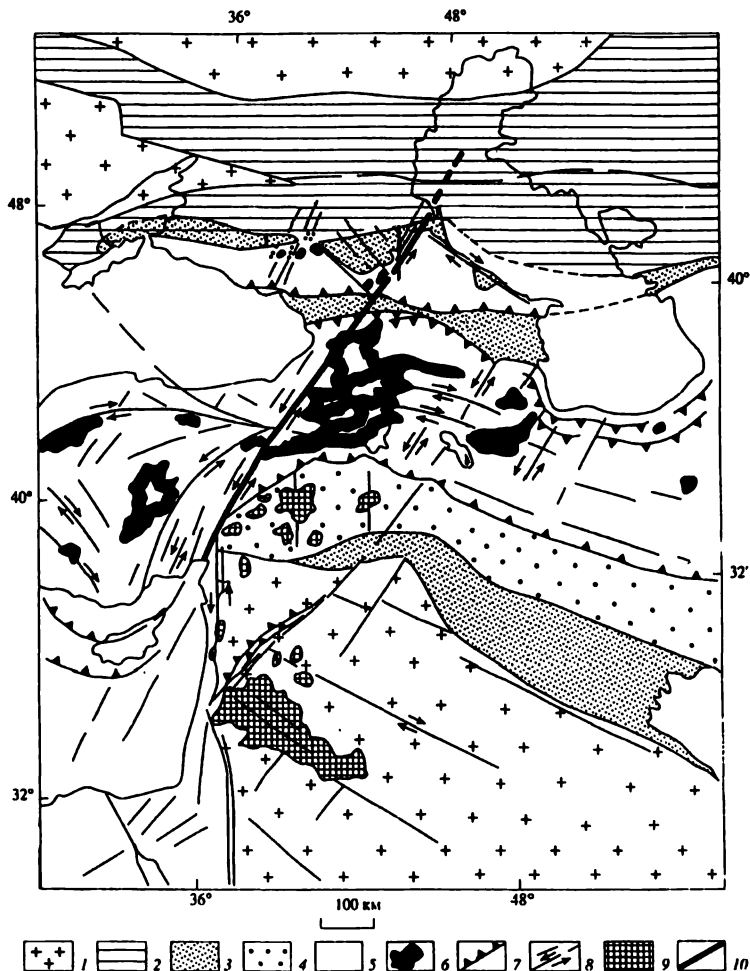


Рис. 9.2. Положение коллизионных магматитов в Кавказском синтаксисе Альпийского складчатого пояса:

1, 2 — плиты: 1 — докембрийские; 2 — эоипалеозойские; 3 — передовые и межгорные прогибы; 4 — погруженная часть Аравийской плиты; 5 — альпийские складчатые структуры; 6 — коллизионные магматиты (поздний миоцен-антропоген); 7 — надвиги; 8 — сдвиги и прочие разрывы; 9 — четвертичные базальты Аравийской плиты; 10 — Аграхан-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона

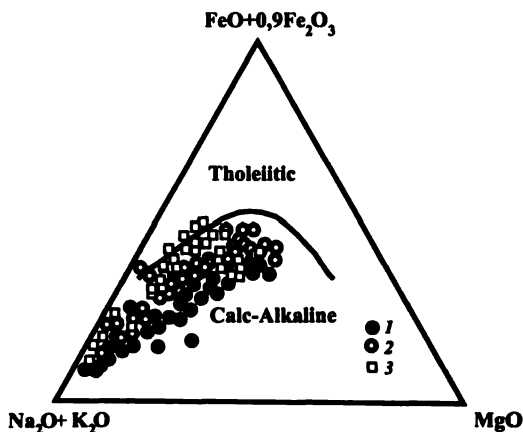


Рис. 9.3. Диаграмма АФМ для базальтов Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса. Данные авторов и из работ В. С. Попова и др. (1987), Дж. Пирса и др. (Pearce et al., 1990):

1 – Большой Кавказ; 2 – Малый Кавказ; 3 – Восточная Анатолия; линия разделения вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий по Т. Н. Ирвайну и В. А. Барагару (Irvine, Barager, 1971)

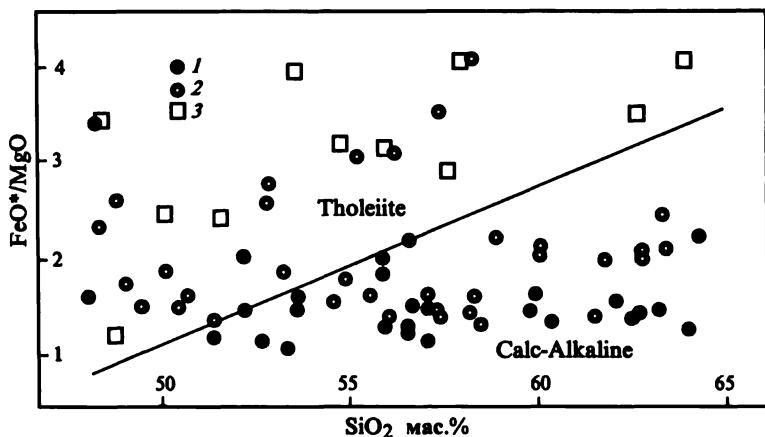


Рис. 9.4. Базальты Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса на диаграмме А. Миясиро (Miyashiro, 1974). Данные авторов и из работ В. С. Попова и др. (1987), Дж. Пирса и др. (Pearce et al., 1990): 1 – Большой Кавказ; 2 – Малый Кавказ; 3 – Восточная Анатолия

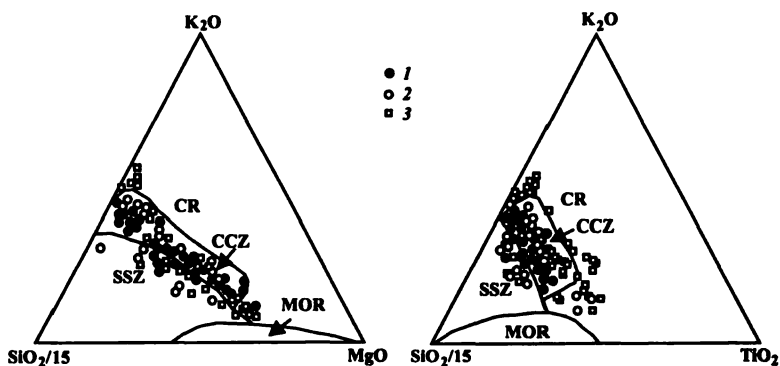


Рис. 9.5. Коллизионные вулканыты Кавказского синтаксиса на диаграммах соотношений оксидов кремния, калия, титана и магния: 1 – Большой Кавказ; 2 – Малый Кавказ; 3 – Восточная Анатолия; поля для вулканигов, образовавшихся в обстановках срединно-океанических хребтов (MOR), континентальных рифтов (CR), зон субдукций (SSZ) и областей межконтинентальной коллизии (CCZ) даны по Л. И. Деминой, Д. А. Симонову (1999)

Более существенные различия устанавливаются при детальном анализе распределения редких элементов, которые более чутко реагируют на изменения термодинамических условий плавления, обусловленных, в свою очередь, геодинамическим режимом.

Коллизионные вулканыты очень сильно различаются как по характеру спектра, так и по содержанию REE, однако в целом для всех базальтов характерно заметное обогащение легкими лантаноидами, хотя степень этого обогащения в каждом конкретном случае различна. Соотношение La/Lu_N меняется от 43,3 до 555,6, что, прежде всего, объясняется различной щелочностью пород (рис. 9.6). Для более кислых разностей, кроме дацитов, спектры REE значительно компактнее, при этом характерно, за редким исключением, общее снижение содержания легких REE и степени их дифференцированности от основных пород к кислым. Этим вулканыты коллизионного этапа развития Кавказа коренным образом отличаются от пород островных дуг, образовавшихся в обстановке над зоной субдукции, для которых характерны обратные соотношения: повышение концентраций REE по всему спектру от более основных разностей к кислым, что обусловлено преимущественно процессами кристаллизационной диф-

ференциации. Следовательно, в генезисе коллизионных вулканитов они практически отсутствуют или проявлены слабо.

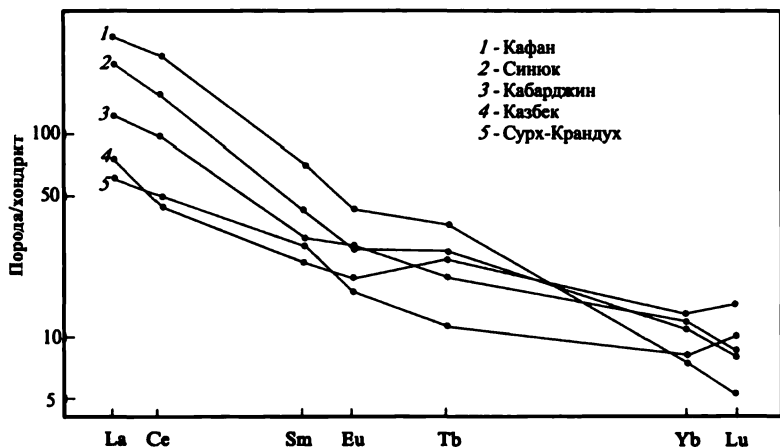


Рис. 9.6. Спектры REE базальтов Кавказа. Анализы взяты из работы В. С. Попова и др. (1987). Хондрит по М. А. Хэскину (Haskin, 1968)

Мультиэлементные геохимические спектры базальтов Кавказа показывают резко повышенные концентрации некогерентных элементов, хорошо проявленные отрицательные аномалии K, Sr, Ti, Y и положительные Ba, Th, La, Zr, Tb (рис. 9.7). По сравнению с базальтами других геодинамических обстановок базальты Кавказа существенно обогащены Zr, что позволяет дополнить общеизвестные диагностические дискриминационные диаграммы Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y полями для вулканитов, образовавшихся при процессах континентальной коллизии (рис. 9.8).

Соотношение изотопов Sr в лавах Большого Кавказа изменяется от 0,7042 до 0,7064 (Иванов и др., 1993; Бубнов, 2003), располагаясь близко к изотопным характеристикам молодой коры континентального типа.

В целом отмечается антидромный характер вулканизма: в процессе эволюции магматизма наблюдается уменьшение кремнекислотности вулканитов, что особенно ярко проявлено в химическом составе пород Кавказа. В этом же направлении происходит и повышение щелочности.

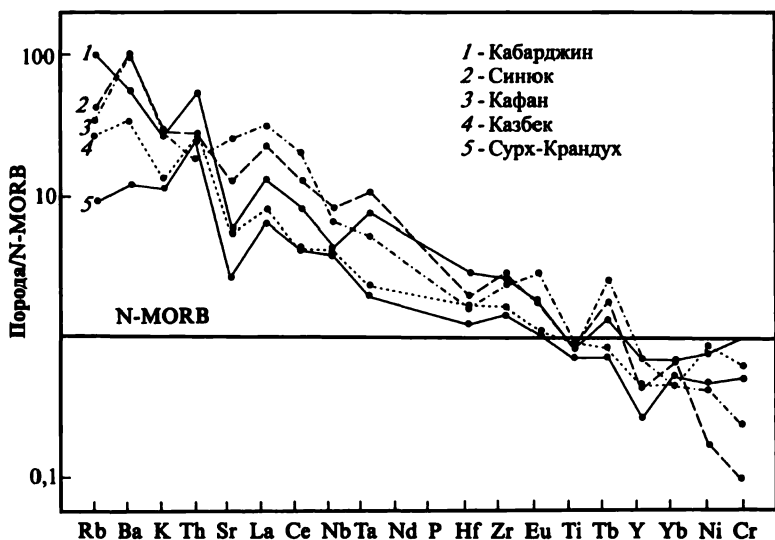


Рис. 9.7. Мультиэлементные спектры базальтов Кавказа. Анализы взяты из работы В.С. Попова и др. (1987). N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarny et al., 1981)

Другой яркой особенностью коллизионного вулканизма является резкая латеральная неоднородность химического состава вулканитов, когда наблюдаются незначительные вариации содержаний многих химических элементов в сопоставляемых породах разного возраста, обнажающихся в одних и тех же местах, в то время как пространственные вариации очень существенны (Попов и др., 1987). Это свидетельствует о том, что в плавление вовлекались гетерогенные преимущественно коровые субстраты различного состава. Доказательством корового происхождения большинства кислых и средних вулканогенных пород является присутствие в вулканитах ксенолитов осадочных и метаморфических пород, а также высокоглиноземистых минералов: граната, корунда, кордиерита, ставролита, что отмечалось многими исследователями (Схиртладзе, 1958; Станкевич, 1976; Попов, 1981 и др.).

В вулканитах также чрезвычайно широко распространены родственные (гомеогенные) включения пород более основного

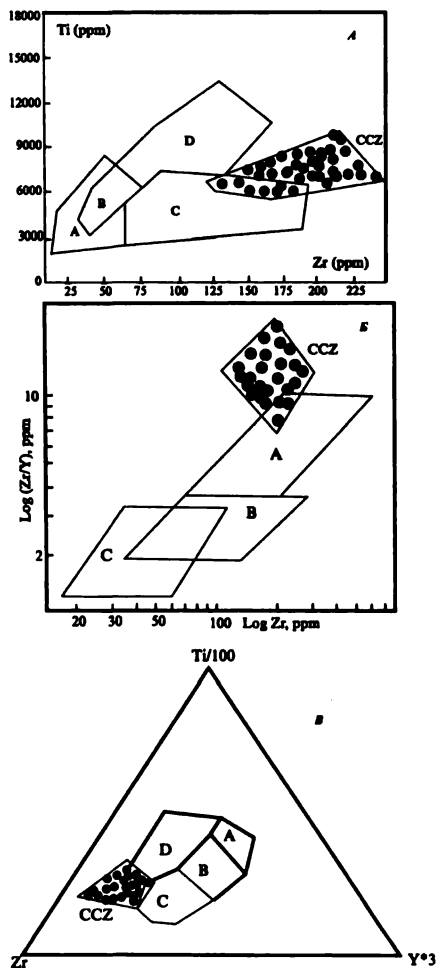


Рис. 9.8. Поля коллизионных базальтов Кавказа (CCZ) на диаграммах Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Ti-Y (Короновский, Демина, 2004):

на А: А, В – низкокальциевые толеиты; D, В – базальты океанического дна; А, С – известково-щелочные базальты, по Дж. Пирсу и Дж. Канну (Pearce, Cann, 1973); на Б: А – внутриплитные базальты; В – базальты островных дуг; С – базальты срединно-океанических хребтов, по Дж. Пирсу и М. Норри (Pearce, Norri, 1979); на В: А, В – низкокальциевые толеиты; В, С – известково-щелочные базальты; В – базальты океанического дна; D – внутриплитные базальты, по Дж. Пирсу и Дж. Канну (Pearce, Cann, 1973)

состава: плагиоклазовых пироксенитов в базальтах; норитов, габ-броноритов, анортозитов в андезибазальтах и андезитах; диоритов, габбродиоритов, гранодиоритов в дацитах и риодацитах. Многими исследователями этот факт истолковывается как доказательство их происхождения при смешении мантийных лав с коровыми. Однако детальное изучение химического состава минералов из включений и его сравнение с составом минералов вкрапленников и основной массы лав показывают, что более меланократовые включения являются продуктами ранней кристаллизации магм (Короновский, Демина, 2004).

В обстановке коллизии физико-химические свойства расплавов и химизм магматических пород определяются не только термодинамическими и геодинамическими условиями плавления. Л. И. Демина и Н. В. Короновский (1998) показали, что термодинамические условия, в которых находились магматические расплавы до их появления на поверхности Земли, претерпели длительную, многоэтапную эволюцию. Большую роль играли процессы ликвации, метасоматические процессы, изменения режима общего давления на расплавы и температуры при их движении к поверхности. Например, расплавы андезит-дацитового состава в процессе эволюции испытывают разогрев (от 750–850 °С до 1150 °С) и повышение внутреннего давления (от 0,6–0,8 ГПа до 1,5 ГПа), что отражается на химическом составе кристаллизующихся минеральных фаз и вулканитов в целом. Процессы эволюции расплавов существенно влияют на конечный химический состав вулканитов, обнажающихся на поверхности и доступных нашим исследованиям. Из сказанного выше следует, что интерпретация вулканических комплексов, как показателей геодинамических и палеотектонических обстановок в условиях коллизии, нуждается в дальнейших исследованиях и новом обсуждении.

9.3. МОДЕЛИ КОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА

В настоящее время для объяснения причин коллизийного магматизма наиболее популярной является модель отрыва субдукционного слэба на раннеколлизийной (инверсионной) стадии и как следствие появления астеносферного выступа под будущим коллизийным орогеном непосредственно под границей Мохо (Dewey,

1988; Владимиров и др., 2003 и др.). Это приводит к возникновению аномально высоких температурных градиентов в нижней коре, что вызывает ее интенсивное плавление. Действительно, данные сейсмотомографии для районов Средиземноморья, центральной части Альпийского пояса и Тибета свидетельствуют о том, что под коллизионными орогенами существуют изолированные фрагменты холодной мантийной литосферы, которые обычно интерпретируются как оторванные куски палеослэба. Согласно другой точке зрения подобные фрагменты являются остаточными, т. е. непереработанными до конца участками слэба.

Авторами была предложена модель коллизионного магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных флюидов, которая наиболее полно объясняет химические особенности вулканитов, а также эволюцию расплавов при континентальной коллизии (Короновский, Демина, 1996; 1999; Демина, Короновский, 1998). В ней учтены также явления декомпрессии, дегидратации минералов плавящегося субстрата, диссипативное выделение тепла при пластичном деформировании вещества нижней коры (Захаров, 1999). Следует отметить, что обе модели в целом не противоречат друг другу. Существенная разница заключается в источниках тепла, необходимого для плавления. В модели Н. В. Короновского и Л. И. Деминой тепло-массоносителем является глубинный трансмагматический флюид. Происхождение флюида может иметь двоякую природу: 1) отделение от остатков непереработанного слэба, термодинамически неравновесного с окружающей мантией; 2) миграция с больших глубин, в том числе и с границы ядро-мантия, используя неоднородности в мантии, созданные предшествовавшей субдукцией. Существенную роль в петрогенезисе и геодинамике коллизионных зон играют также флюиды, образующиеся при процессах дегидратации и декарбонатизации пород земной коры (Демина, Промыслова, 2000).

Как показали многочисленные теоретические и экспериментальные исследования, глубинные флюиды способны растворять и выносить огромные объемы вещества (Коржинский, 1976; Жариков, 1996; Ryabchikov et al., 1982; Горбачев, 2000; Летников, 2003 и многие др.). Флюидный режим эндогенных процессов зависит, в свою очередь, от геодинамического режима. В обстановках растяжения земной коры магматизм сопровождается восстановленным характером флюида (H_2 , CH_4 , CO). С развитием режима сжатия

преобладают окисленные фазы: H_2O , CO_2 (Маракушев, 1984). Реакции окисления основных компонентов флюида (H_2 , CO , CH_4) сопровождаются значительным выделением тепла (137–192 ккал/моль) и уменьшением объема. Следовательно, обстановка сжатия на глубине, которая сопровождает процессы коллизии, должна способствовать окислению флюидов, что и приводит к выделению большего количества теплоты. Этого тепла, как считают Д. С. Коржинский (1976), А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук (1974), вполне достаточно для того, чтобы вызвать региональный метаморфизм и гранитизацию нижних частей земной коры коллизионных зон с выплавлением значительных объемов кислых магм.

Учитывая, что для выплавления 1 см^3 базальта требуется от 180 до 320 ккал (Дударев, 1972), мы допускаем, что, при значительных объемах мигрирующих флюидов, тепла, выделяющегося при их окислении, вполне хватит и для выплавления базальтов. Кроме того, возрастание давления H_2O приводит к существенному снижению температуры плавления базальтов.

В мантийных условиях при миграции существенно водородного флюида происходит накопление водородных ионов H^+ , что приводит к увеличению кислотности растворов, которая обуславливает протекание процессов кислотного выщелачивания (Лутц, 1980). Процесс выщелачивания происходит избирательно и определяется величиной энергии ионизации соответствующего элемента. В общем виде относительная степень выщелачивания элементов укладывается в ряд кислотно-основных свойств элементов. Некогерентные элементы Rb, K, Ba, Sr, Th и легкие REE занимают наиболее щелочной край в ряду кислотно-основных свойств элементов (Жариков, 1967), поэтому в процессе кислотного выщелачивания выносятся именно эти элементы, которые концентрируются во флюидной фазе.

Окисление флюидов происходит в самых верхах мантии, в нижней коре, но наиболее интенсивно на границе кора-мантия, так как именно здесь появляются минералы, в состав которых входит вода: амфиболы, слюды и, кроме того, происходит резкое изменение химического состава толщ, сквозь которые фильтруются восходящие потоки флюидов. Выплавляемые базальтовые магмы при этом должны быть существенно обогащены некогерентными элементами и легкими REE, что и наблюдается в породах Кавказского сектора.

В настоящее время имеется множество работ, в которых проведены термодинамические расчеты, экспериментальные данные влияния P , T , парциального давления H_2O , CO_2 , O_2 на температуру плавления и состав базальтов. В частности известно, что возрастание давления H_2O приводит к существенному снижению температуры плавления базальтов, причем первые капли базальтового расплава могут появляться на солидусе уже при $T=650-700^\circ C$ при условии, что $P_{H_2O} = P_s$ (Перчук, 1973). А. Х. Браунлоу (1985) отмечает, что при высоком давлении воды базальт начинает плавиться при $750^\circ C$ в широком диапазоне общего давления и, следовательно, глубин.

Термодинамические расчеты показывают, что глубины генерации базальтовых магм в целом для более северных районов Кавказа близки и составляют 35–40 км ($P = 0,95-1,05$ ГПа, $T = 850-1100^\circ C$). Таким образом, можно предположить, что базальты могли образоваться при плавлении нижнего гранулит-базитового слоя земной коры на его границе с мантией. Естественно, что составы минералов в мантии и коре существенно различаются, прежде всего по магнезиальности. Это отражается и на составе выплавляемых базальтов: базальты, выплавливающиеся в нижней части коры, должны быть более железистыми, что и наблюдается в породах Кавказа. Отношение $Mg/(Mg+Fe) = 0,33-0,50$ заметно отличает базальты Кавказа от вулканитов, выплавляемых в равновесии с мантийным субстратом, для которых оно равно 0,68–0,75 (Frey et al., 1978).

К югу (Кафан, оз. Ван) происходит углубление уровня генерации магм ($P=1,1-1,2$ ГПа), который опускается в пределы верхней мантии. Этим объясняется существенное отличие базальтов Восточной Анатолии от пород более северных районов Кавказа в сторону их большей магнезиальности, титанистости и большим сходством с вулканитами континентальных рифтов. Соответственно и соотношения изотопов Sr в лавах Армянского нагорья и Восточной Анатолии имеют более низкие, в том числе и мантийные значения: 0,7036–0,7053 (Pearce et al., 1990; Ширинян, 1998).

Для дацитов и риолитов Большого Кавказа PT условия плавления ($P=0,5-0,7$ ГПа, $T=800-1000^\circ C$) указывают на глубины порядка 17–25 км. Термодинамические данные подтверждаются геофизическими исследованиями, согласно которым в коре на глубинах 35–45 км и 13–20 км существуют «волноводы», объясняемые наличием внутрикоровых объемов с существенным разогревом, разуплотнением

и частичным плавлением горных пород (Фельдман, 1996; Кенгерли, 1995). Вблизи поверхности Мохо (ниже 5 км) в мантии на глубинах 53–58 км под Казбекской вулканической областью в зоне Казбекско-Цхинвальского разлома обнаружена линза разуплотненных, частично расплавленных пород протяженностью более 40 км и толщиной до 5 км. К северу от разлома на глубине 17–20 км расположена линза размером 5×2 км. Под Сомхето-Карабахской зоной выделены две подобные линзы: на глубинах от 41 до 35 км протяженностью 70 км и толщиной 3–4 км; на глубинах 13–20 км протяженностью 80 км и толщиной 2–3 км. Наличие подобных линз свидетельствует о частичном плавлении вещества на разных уровнях глубинности в основном либо вблизи поверхности Мохо, как в мантии, так и в коре, либо на границе Конрада между верхней и нижней корой.

9.4. СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

При палеогеодинамическом анализе древних внутриконтинентальных складчатых поясов выделение коллизионных событий имеет очень важное значение. В то же время диагностика их по магматическим образованиям является наиболее сложной. Особенно это относится к этапам аккреции и ранней коллизии. В данном случае очень важно проследить всю предыдущую историю формирования пояса, в которой коллизионный и постколлизионный магматизм должен фиксировать заключительные стадии его развития. Весьма удачный опыт выявления индикаторных магматических формаций коллизии островной дуги и континента, зафиксированный в варисцидах Урала, приведен в работе В. В. Бочкарева и Р. Г. Язевой (2001). Они показали, что на рубеже девона и карбона столкновение зрелой девонской островной дуги с восточной (Казахстано-Тяньшанской) континентальной окраиной сопровождалось не только появлением пакетов надвиговых пластин и мощных олистостромов, но и специфическим толеитовым риолит-базальтовым магматизмом, сменившимся субщелочным гавайит-муджиерит-трахириолитовым. Магматизм контролировался системой раннекаменноугольных сдвигово-раздвиговых (*pull-apart*) структур.

Древние коллизионные складчатые пояса, как правило, глубоко эродированы, так что на дневной поверхности обнажаются зоны

частичного плавления сильно метаморфизованного корового субстрата в виде гранито-гнейсовых поясов с характерной купольной тектоникой, что также является признаком межконтинентальной коллизии (Розен, Федоровский, 2001). В менее глубинных условиях широко развиты плутоны гранитоидов, окруженные широкими контактовыми ореолами метаморфических пород. Диагностика коллизионных обстановок по составам гранитоидов (рис. 9.9) предложена Дж. Пирсом и др. (Pearce, 1984).

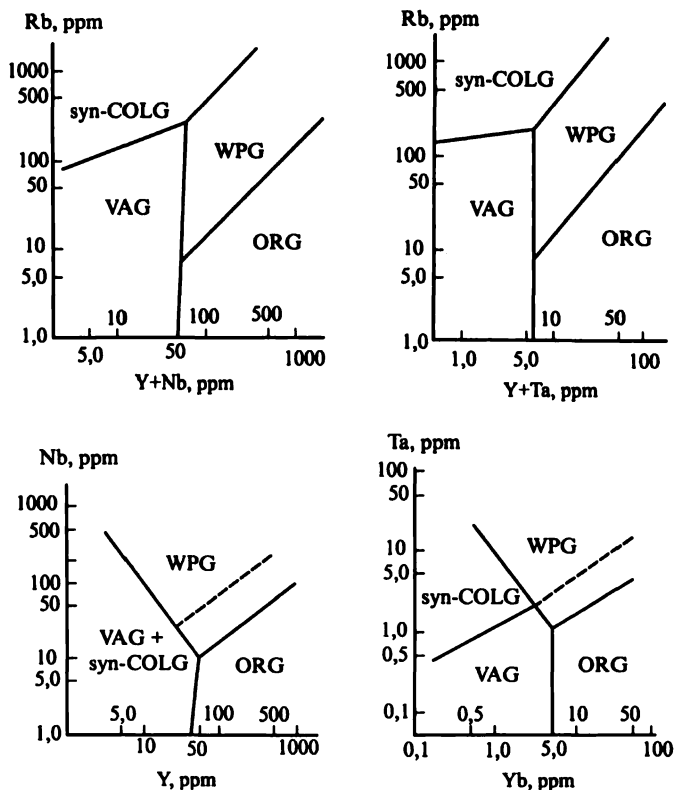


Рис. 9.9. Диагностические диаграммы Дж. Пирса и др. (1977, 1984) для гранитов различных геодинамических обстановок:

ORG — граниты срединно-океанических хребтов, VAG — граниты вулканических дуг, WPG — внутриплитные граниты, syn-COLG — синколлизийные граниты

Следует отметить, что по серийной принадлежности и химическому составу коллизионные вулканиты наиболее близки к магматитам активных окраин Андского типа. Наиболее существенное отличие заключается в том, что в коллизионных зонах отсутствует латеральная серийная и химическая зональность магматизма.

ГЛАВА 10

ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ

10.1. ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ И МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ

В предыдущих главах был рассмотрен магматизм, тесным образом связанный с взаимодействующими границами литосферных плит. Однако как в океанах, так и на материках известны группы вулканов, а также достаточно обширные области с интенсивными проявлениями магматизма, расположенные не вдоль границ плит, а внутри них. Подобный магматизм относится к внутриплитному. В качестве классического примера обычно приводятся вулканы Гавайских островов, находящиеся практически в центре Тихоокеанской плиты и расположенные на расстоянии в тысячи километров как от оси спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия, так и от Алеутской и Курило-Камчатской зон субдукции, а всего в Тихом океане насчитывается около 2 тысяч островов и подводных гор, на которых в настоящее время или в недалеком прошлом установлена вулканическая деятельность (Batiza, 1983).

Внутриплитная тектоническая активность и, связанный с нею магматизм, в являются одними из важнейших проблем современной геодинамики. Причиной внутриплитного магматизма считаются восходящие с границы ядро-мантия или нижняя-верхняя мантия глубинные потоки разогретого вещества и флюидов — мантийные плюмы (*mantle plume*), вызывающие также интенсивное плавление литосферы (Wilson, 1963, 1973; Morgan, 1971, 1972; Campbell, Griffiths, 1990; Добрецов и др., 2001, Летников, 2003 и мн. др.). Считается, что диаметр плюма составляет от 100 до 250 км, а скорость его подъема предполагается от первых сантиметров до 2 м/год (Burke, Wilson,

1976). Поднимаясь к подошве литосферы, плюмы растекаются, образуя «шляпку» диаметром до 2000–2500 км и толщиной не менее 100 км, что выражается в образовании куполовидных поднятий литосферы, центральные участки которых возвышаются на 1–2 км над окружающей местностью (Campbell, Griffiths, 1990).

Магматиты внутриплитных обстановок характеризуются чрезвычайно большим разнообразием как интрузивных, так и эффузивных пород и широким спектром химического состава: от несиликатных карбонатитов, щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов до ультракислых риолитов и лейкогранитов. Это разнообразие обусловлено первичными неоднородностями мантии Земли, поглощением субдущированных слэбов мантией, процессами кристаллизационной дифференциации и ликвации расплавов, взаимодействием флюидов с плавящимися субстратами и расплавами, контаминацией первичных расплавов мантийным и коровым материалом и др.

Внутриплитный магматизм распределен на поверхности Земли крайне неравномерно. Отдельные горячие точки группируются в горячие поля: Тихоокеанское, Африканское, Центральное-Азиатское и Тасманское (рис. 10.1). Подобная концентрация, по мнению Л. П. Зоненшайна и М. И. Кузьмина (1993), отражает крупные неоднородности мантии, заключающиеся, прежде всего, в ее неоднородном разогреве. Неравномерность распределения горячих точек некоторые исследователи связывают со степенью проницаемости литосферы, которая оценивается величиной $V^{1/2} \cdot L$, где V — скорость движения литосферной плиты, а L — ее мощность (Pollack, Chapman, 1977). Например, повышенная концентрация горячих точек в пределах Африканской плиты объясняется очень низкой скоростью ее перемещения.

Многие авторы отмечают, что большинство плюмов сосредоточено под гребнями или вблизи срединно-океанических хребтов, однако зарождались они в континентальных условиях еще до их образования. В. Морган (Morgan, 1972) считает, что создаваемых плюмом напряжений вполне достаточно для раздвигания плит. Согласно К. Сейфтеру (1991), раскол плит происходит вдоль древних ослабленных зон. Затем горячее мантийное вещество начинает заполнять образовавшиеся трещины, тем самым раздвигая плиты еще дальше. После того как плиты начинают двигаться, главной

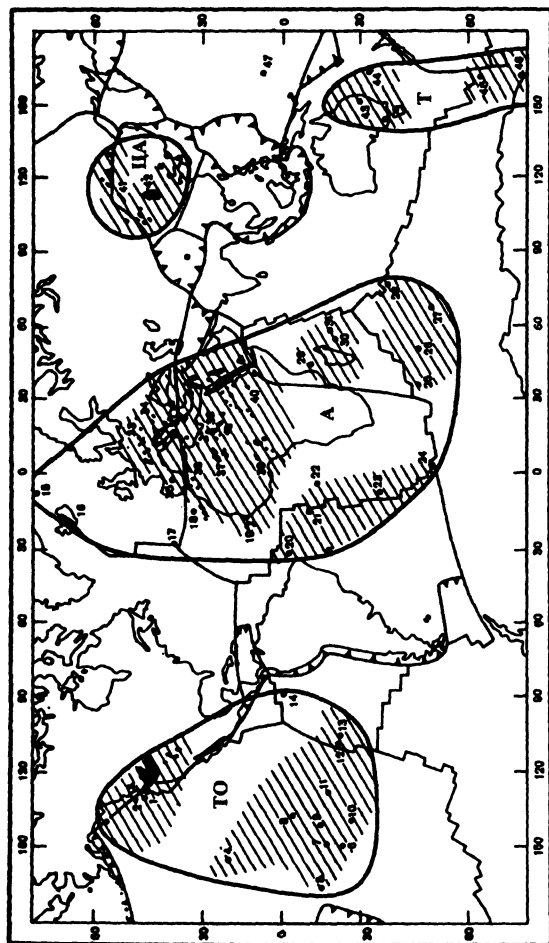


Рис. 10.1. Расположение горячих полей и точек (Зоненшайн, Кузьмин, 1993):

Горячие поля: А — Африканское, Т — Тасманское, ТО — Тихоокеанское, ЦА — Центрально-Азиатское. Горячие точки: 1 — Хуан-де-Фука, 2 — Эндвер, 3 — Колумбийское плато, 4 — Гавайские острова, 5 — Самоа, 6 — Табуаи, 7 — Таити, 8 — Маркизские острова, 9 — Туамоту, 10 — Дайи, 11 — Питкэрн, 12 — Пасхи, 13 — Сала-и-Гомес, 14 — Галапагос, 15 — Ян-Майен, 16 — Исландия, 17 — Азорские острова, 18 — Канарские острова, 19 — Зеленого Мыса, 20 — Фернанду-ди-Норонья, 21 — Вознесения, 22 — Св. Елены, 23 — Тристан-да-Кунья, 24 — Буве, 25 — Принц Эдуард, 26 — Крозе, 27 — Кергелен, 28 — Св. Павла, 29 — Коморские острова, 30 — Реюньон, 31 — Маврикий, 32 — Центральный массив, 33 — Рейнский грабен, 34 — Богемский рифт, 35 — Сардиния, 36 — Марокко, 37 — Хоггар, 38 — Тибести, 39 — Камерун, 40 — Афар, 41 — Байкал, 42 — Дариганга, 43 — Восточная Австралия, 44 — Лорд Хау, 45 — Баллени, 46 — Эребус, 47 — Каро

поддерживающей их движение силой становится сила отталкивания, действующая на границах плит.

Внутриплитный магматизм существенно влияет на лик Земли, образуя заметные формы рельефа, например, отдельные вулканы в океанах имеют высоту более 10 км от уровня морского дна. По масштабам излияний большинством исследователей выделяется внутриплитный магматизм локальных горячих точек (Гавайско-Императорская цепь вулканов, Исландия), континентальных рифтогенных структур (Восточно-Африканская рифтовая система), трапповых провинций континентов (Деканская, Сибирская, Парана, Кару) и океанических базальтовых плато (Кергелен, Онтонг Джава, Манихики). Магматизм континентальных рифтов был рассмотрен в специальной главе, где было показано, что развитие большинства современных континентальных рифтогенных структур так и или иначе связано с движениями литосферных плит. Трапповые провинции континентов и океанические базальтовые плато известны в литературе как Большие магматические провинции (*Large Igneous Provinces, LIP*).

10.2. МАГМАТИЗМ ЛОКАЛЬНЫХ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК

Горячими точками называются участки земной поверхности, характеризующиеся необычайно высокой вулканической активностью в настоящее время или проявлявшейся в прошлом (Сейферт, 1991). При таком определении горячей точки ее существование устанавливается непосредственно из наблюдений за вулканической активностью определенной области, в то время как вывод о существовании плюмов — результат интерпретации, а не прямого наблюдения. Под горячими точками многие исследователи понимают также некую область мантии, температура которой выше средней температуры на этой глубине. В ряде работ термины «горячая точка» и «плюм» используются как синонимы. В отечественной литературе некоторые исследователи разграничивают эти два понятия. Например, А. Ф. Грачев (1998) дает следующие определения: горячая точка — проявление внутриплитной тектонической и магматической активности, обусловленное процессами в верхней мантии (менее 100 км); мантийный плюм — проявление внутриплитной тектонической и магматической активности, обусловленное процессами

в нижней мантии, источник которой может находиться на любой глубине в нижней мантии, вплоть до границы ядро-мантия (слой D"). При таком определении горячей точки любой мало-мальски солидный базальтовый вулкан можно отнести к горячей точке, так как область его питания как раз и находится в пределах верхней мантии. В настоящее время увлечение мантийными плюмами приводит к тому, что огромное количество проявлений магматизма даже в том случае, когда иная геодинамическая обстановка очевидна, относятся к внутриплитным.

Считается, что мантийные струи (плюмы), вызывающие магматизм горячих точек, стационарны по отношению к движущимся над ними литосферным плитам и скорости их перемещения на порядок меньше скоростей движения плит. Это приводит к образованию тянувшихся позади современных вулканов горячих точек — «хвостов» — хребтов вулканического происхождения, в настоящее время отмерших и погруженных ниже уровня моря, которые называются также *асейсмичными хребтами* (следами плюма). Обычно они имеют прямолинейный характер, в отличие, например, от островных дуг. Плюм, расположенный внутри плиты, порождает единственный отходящий от него асейсмичный хребет. Классическим примером является *Гавайско-Императорская цепь* подводных вулканов, время проявления магматизма в которой постепенно меняется от 70–68 млн лет тому назад до современного на острове Гавайи.

Остров Гавайи состоит из пяти сросшихся вулканов возрастом около 1 млн лет. Это грандиозные сооружения высотой более 4 км над уровнем моря и около 6 км от уровня морского дна. Два из них, Килауэа и Мауна-Лоа, являются самыми активными вулканами на Земле, а Мауна-Лоа также самый высокий действующий вулкан в мире. Он поднимается на 4169 м над уровнем моря, а если исчислять его высоту от основания на дне океана, то она составит около 10 тыс. м, что превосходит высоту величайшей вершины мира — Эвереста. Извержения Мауна-Лоа происходят в среднем один раз в 4,5 года. Высота Килауэа ниже, всего 1247 м над уровнем моря, но зато его извержения бывают почти ежегодно. Наиболее грандиозным было извержение этого вулкана в 1959 г., когда фонтан огненной лавы бил в высоту на 580 м. К юго-востоку от о. Гавайи в 32 км растёт новый вулкан Лоихи, вершина которого находится под водой на глубине 900 м.

Согласно геофизическим данным мощность земной коры под вулканами оценивается в 15–20 км, а магматические очаги расположены на глубинах от 100 до 3 км. Любопытная особенность гавайских вулканов состоит в том, что их склоны испытывают вертикальные колебательные движения амплитудой от 1 до 4 м, что связано с наполнением и опорожнением малоглубинных камер под вулканами.

Развитие гавайских вулканов начинается с извержения небольших порций щелочных лав. Затем магматическая деятельность резко возрастает, при этом происходит формирование постройки щитового типа, завершающееся образованием взрывной кальдеры. В этот период изливаются преимущественно толеитовые базальты. В посткальдерную стадию магматическая деятельность постепенно замедляется, при этом на вершине вулкана надстраивается колпак (шапка) дифференцированных от гаваитов до трахитов субщелочных лав, среди которых присутствуют также пирокластические образования и экструзивные купола. Далее происходит эрозия вулканической постройки, на фоне которой отмечаются редкие извержения недосыщенных кремнеземом щелочных базальтов, базанитов, нефеленитов с обильной пирокластикой, после чего вулканизм заканчивается, а постройка постепенно опускается.

Для объяснения подобных закономерностей магматизма Гавайских островов разработано несколько моделей, наиболее удовлетворительной из которых является модель, представленная на рисунке 10.2. При достижении мантийным плюмом уровня литосферы из-за декомпрессии происходит частичное плавление деплетированной мантии литосферы (рис. 10.2 А), при этом полученный расплав смешивается с плюмажным, который резко преобладает, так что изливающиеся в эту стадию базальты носят щелочной характер и по составу наиболее близки к веществу плюма. В дальнейшем, пока вулканы располагаются непосредственно над плюмом, степень частичного плавления литосферы резко возрастает, что вызывает нарастание интенсивности вулканизма и определяет его толеитовый характер (щитовая стадия, рис. 10.2 Б). В результате движения океанической плиты происходит удаление вулкана от плюма, что сопровождается снижением степени частичного плавления и образованием сначала субщелочных, а затем щелочных магм, при этом на новом участке плиты, который оказывается расположенным над плюмом, формируется более молодой щитовой вулкан (рис. 10.2 В, Г).

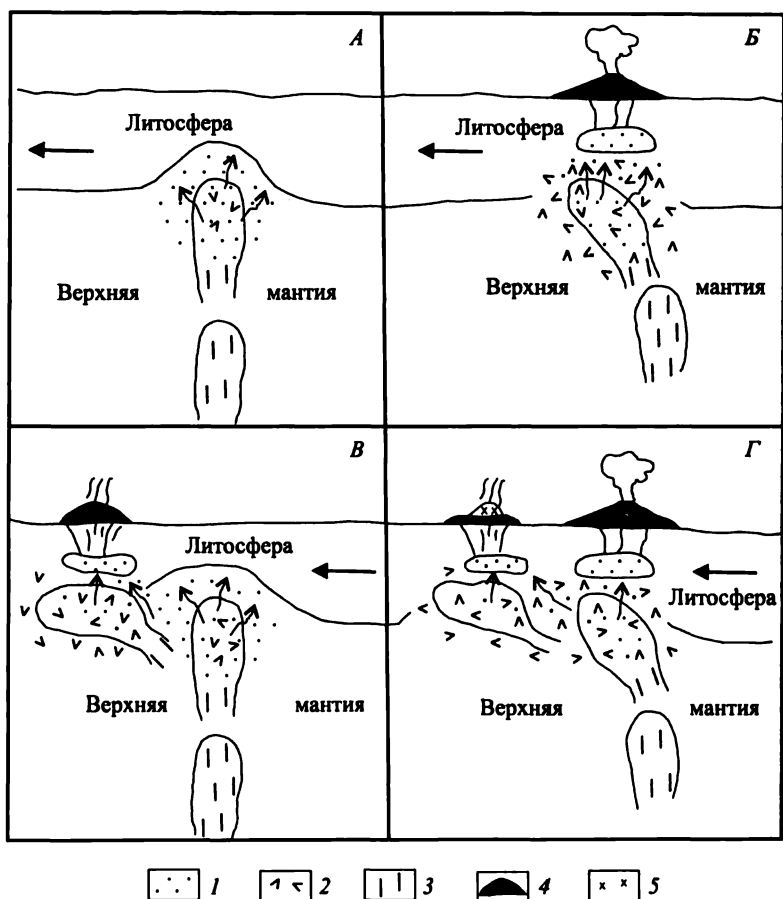


Рис. 10.2. Схема эволюции мантийного плюма гавайского типа (Chen, Frey, 1983):

А–Г – см. в тексте; 1 – расплав; 2 – релит; 3 – материал плюма; 4 – толситы; 5 – щелочные вулканиты

Толеитовые серии Гавайских островов в целом менее дифференцированы, чем субщелочные и щелочные, а по соотношению $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ близки к вулканитам срединно-океанической рифтовой зоны Тихого океана (рис. 10.3, линия 1), отличаясь, на-

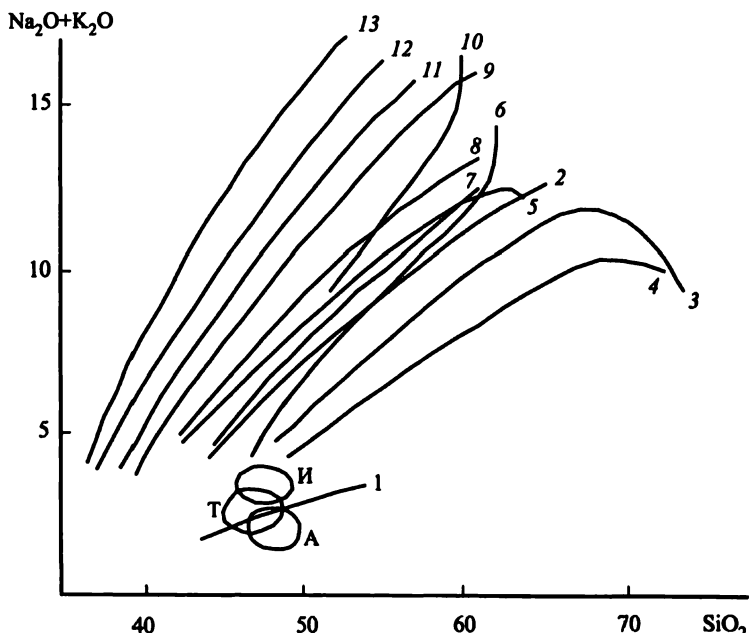


Рис. 10.3. Тренды дифференциации базальтовых магм океанических островов (Фролова, Бурикова, 1997):

окоординаты поля составов базальтовых стекол рифтовых зон океанов: А — Атлантического; Т — Тихого; И — Индийского; острова: 1 — Гавайи (толеитовая серия); 2 — Гавайи (щелочная серия); 3 — Вознесения; 4 — Буве; 5 — Азоры; 6 — Гоф; 7 — Святой Елены; 8 — Тристан-да-Кунья; 9 — Принсипи; 10 — Тенериф; 11 — Фернанду-ди-Норонья; 12 — Зеленого Мыса; 13 — Тринидад

против, большей дифференцированностью. Они редко содержат включения ультраосновных пород, в то время как в субщелочных оливиновых базальтах обычны включения дунитов, верлитов и лерцолитов, а в нефеленитах — гранатовых лерцолитов и эклогитов, что свидетельствует о больших глубинах генерации щелочных магм. Толеитовые базальты о. Гавайи по сравнению с N-MORB слабо обогащены легкими REE, КИР и ВЗИ элементами и обеднены тяжелыми REE и иттрием. Мультиэлементные спектры гавайских базальтов имеют сходные конфигурации с субщелочными (о. Буве) и щелочными (о-ва Святой Елены, Гофф) базальтами, которые

в целом являются более обогащенными (рис. 10.4). Для всех типов базальтов характерна положительная Ta-Nb аномалия, максимумы Ba и La и минимумы Sr и Ce. Толеиты вулкана Лоихи являются наиболее обедненными по всему спектру микроэлементов, кроме хрома и никеля. Наличие в мультиэлементных спектрах базальтов положительной Ta-Nb аномалии, а также существенное обеднение их тяжелыми REE свидетельствует о более высоких по сравнению с N-MORB температурах и давлениях генерации первичных магм островов.

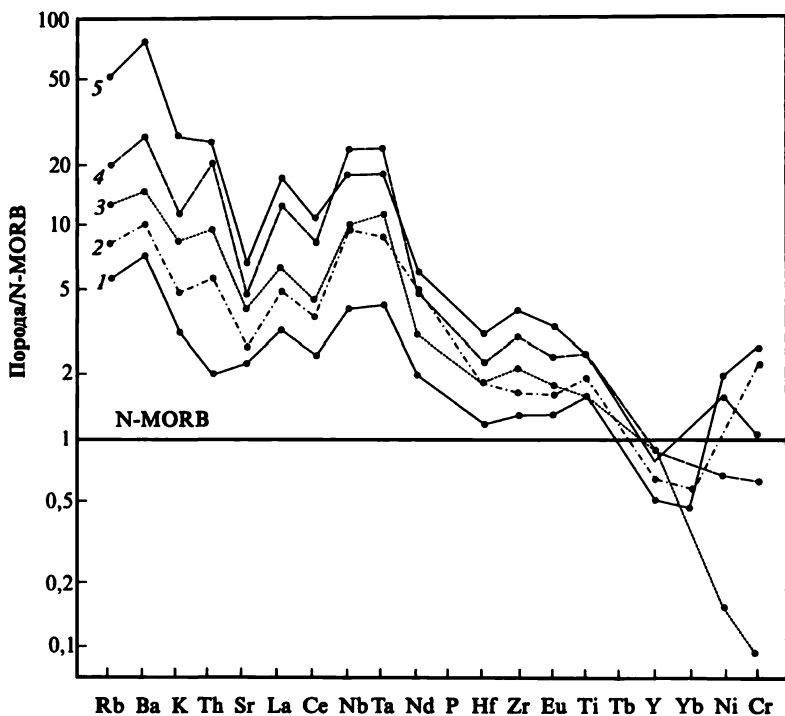


Рис. 10.4. Мультиэлементные спектры базальтов океанических островов: 1, 2 — о. Гавайи: 1 — Лоихи; 2 — Килауэла; 3 — о. Буве; 4 — о. Святой Елены; 5 — о. Гофф; данные из работы (Floyd, 1991); N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981)

Горячие точки могут находиться не только внутри плит, но и на их границах. Плюм, расположенный под дивергентной границей срединно-океанического хребта, может привести к образованию двух или даже трех отходящих от него асейсмичных хребтов. В качестве примера можно привести Исландию.

Исландия расположена в Северной Атлантике между Срединно-Атлантическими хребтами Рейкьянес на юго-западе и Колбенсей на севере, а также хорошо выраженными в морфологии океанического дна порогами — Гренландско-Исландским и Фарерско-Исландским, которые относятся к следам плюма. Земная кора под ними достигает мощности 30–40 км и отличается по строению как от океанической, так и от континентальной. В скоростном разрезе Исландии выделяются четыре слоя, три первые из которых близки по сейсмическим свойствам к континентальным, а четвертый по величине скоростей продольных волн (8,1–8,2 км/сек) вплоть до глубины 60 км не достигает нормальных мантийных значений (Геншафт, Салтыковский, 1999), т. е. граница между корой и мантией оказывается размытой.

Состав магматических пород Исландии характеризуется очень широким спектром с ярко выраженной бимодальностью от базальтов (85–90 %) до дацитов и риолитов (10–12 %), Доля средних пород составляет не более 3 %. Магматиты относятся к толеитовой, реже субщелочной и известково-щелочной сериям. Для вулканитов толеитовой серии характерна кристаллизационная дифференциация: толеитовые базальты — ферробазальты — исландиты (высокожелезистые и низкоглиноземистые породы, по кремнекислотности соответствующие андезитам). Для всех типов вулканитов отмечаются высокие содержания железа, низкие глинозема и высокие отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

Нижняя видимая часть разреза Исландии сложена миоценовыми наземными как афировыми, так и порфиоровыми платобазальтами, идентичными породам обширной континентальной трапповой Британо-Арктической провинции Северной Атлантики, фрагменты которой встречаются в Гренландии, северной Ирландии, Шотландии, а также на островах: Гебридских, Фарерских, Ян-Майен и Шпицберген (Фролова, Бурикова, 1997). Помимо платобазальтов развиты рои даек долеритов, силлы и штокообразные тела преимущественно габбрового состава, реже расслоенные интрузии, сложенные габбро-перидотитами, анортозитами и диоритами. Выше

залегают плиоцен-плейстоценовые осадочные и вулканические породы, сформировавшиеся как в наземных, так и подводных условиях. Магматические породы в этой части разреза более разнообразны по составу (вплоть до появления риолитов) и характеру извержений: помимо трещинных излияний, наиболее широко проявившихся в миоцене, здесь появляются вулканы центрального типа. Завершается разрез Исландии плейстоценовыми и голоценовыми вулканами, которые приурочены к двум рифтогенным зонам: Западной, находящейся на продолжении хребта Рейкьянес, и Восточной, заканчивающейся слепо на исландском шельфе. В настоящее время на острове известно около 200 вулканических аппаратов, морфологически принадлежащих трем типам: 1) эруптивные трещины, изливающие расплавы, сходные с платобазальтами; 2) щитовые базальтовые вулканы; 3) вулканы центрального типа, с которыми связаны дифференцированные серии и выбросы кислой пирокластики (пемзы, пеплы) и игнимбритов. К последнему типу относятся знаменитые вулканы Исландии — Гекла и Аскья.

Исландия в настоящее время рассматривается как типичная горячая точка — область проявления мантийного плюма. Для нее установлена аномалия в гравитационном поле, повышенные температуры мантии, пониженные скорости поперечных волн (V_p). В пользу мантийного плюма свидетельствуют высокое гипсометрическое положение Исландии относительно окружающих ее океанических структур, утолщенная кора, геохимические аномалии в поведении некоторых элементов. По данным сейсмической томографии под Центральной Исландией вырисовывается низкоскоростная структура, имеющая форму колоны, уходящей ниже границы верхней и нижней мантии, что свидетельствует о зарождении плюма в нижней мантии (Hofmann, 1997). Скорость подъема вещества плюма оценивается от 10 см до первых метров в год. Геофизическими данными в нижней мантии установлена так называемая исландская V-образная аномалия, протягивающаяся вдоль хребта Рейкьянес на 700 км, что интерпретируется как перетекание вещества плюма вдоль хребта (Rögnvaldsson et al., 1996). Многие исследователи считают, что эффект плюмовой тектоники в плиоцен-четвертичное время был более сильным, чем влияние спрединга.

Следует упомянуть также альтернативную точку зрения на происхождение Исландии, согласно которой она представляет собой

блок континентальной коры Гренландско-Фарерского порога, деформированный и пропитанный базитовой магмой при наложении на него рифтогенных структур Срединно-Атлантического хребта (Фролова, Бурикова, 1997).

Среди вулканических внутриплитных пород океанов выделяются следующие магматические серии. Наиболее распространенной является толеитовая серия, в состав которой входят также ферробазальты, пикриты, исландиты и риолиты. Ею сложены подводные основания и наземные вулканы океанических островов, подводные горы и вулканические плато, а также острова, расположенные в пределах срединно-океанических хребтов (Пасхи, Вознесения, Исландия). Субщелочная серия встречается реже и включает анкарамиты, гавайиты, муджие-риты, бенморииты, лимбургиты, трахибазальты, трахиты. Серия на 85 % состоит из пород основного состава, тогда как средние породы составляют около 10–15 %, а кислые — не более 1–3 %. Породы серии формируются преимущественно в наземной обстановке (о. Гавайи, Кергелен, Тристан-да-Кунья, Гофф и др.), а также известны на погруженных подводных горах и хребтах (поднятие Муркус-Неккер). В целом серия более дифференцирована, чем толеитовая. Щелочная серия сложена нефеленитами, меланократовыми анкарамитами, нефелиновыми базальтами, базанитами, тефритами, щелочными трахитами и реже фонолитами. Объемы серии незначительны и встречаются в основном на островах Атлантического океана (Тринидад, Фернанду-ди-Норонья, Зеленого Мыса), а также на Гавайских островах, где она проявляется на заключительных стадиях вулканизма. На о. Таити известны редкие вулканы — таититы, близкие по составу к лейкократовым трахиандезитам, но содержащие слюду и гаюин.

В эволюции и пространственном размещении внутриплитных магматитов океанических островов устанавливаются следующие закономерности (Фролова, Бурикова, 1997).

1. Толеитовые серии во времени сменяются субщелочными и щелочными (Гавайи, Галапагосы, Самоа, Канарские, Родригес и др.).

2. Наличие определенных типов магматических серий зависит от геологической позиции островов. Например, наиболее щелочные серии развиты на островах, расположенных на океанической коре аномального строения: на о. Фернанду-ди-Норонья, который связан областью шельфа с Бразилией, известны щелочные серии с карбонатитами. Щелочная серия о-вов Зеленого Мыса (нефелени-

ты, ийолиты, карбонатиты) аналогична сериям Западной Африки и тяготеет к ней пространственно. Острова, в составе магматитов которых устанавливается относительно высокое содержание кислых пород (Исландия, Кергелен), имеют мощную земную кору, вполне сопоставимую с континентальной.

3. Существуют также глобальные региональные неоднородности в распределении магматических серий в пределах островов Мирового океана. Например, магматизм Атлантического океана в целом имеет более щелочной характер, чем магматизм Тихого океана, где преобладают относительно менее глубинные толеитовые серии нормальной щелочности. Индийский океан по характеру магматизма занимает промежуточное положение. Интенсивность и объемы продуктов внутриплитного магматизма снижаются в ряду Тихий — Индийский — Атлантический океаны, что коррелируется со скоростью спрединга в их рифтовых зонах.

Согласно данным экспериментальной петрологии и термобарометрии базальтов для Гавайских островов Тихого и Реюньон Индийского океанов температуры магмогенерации достигают 1650–1500 °С, а давления — 27,5–35,5 кбар (Никогосян, 1990). Для Атлантики (о. Гофф, Тристан-да-Кунья) температуры магмогенерации ниже (1300 °С), а давления (30 кбар) находятся в тех же пределах (Когарко, 1987).

10.3. БОЛЬШИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Большие магматические провинции — крупные, близкие к изометричным поля, плато, рои даек (до 2000 км в диаметре) или протяженные зоны длиной в несколько тысяч километров, сложенные преимущественно толеитовыми реже щелочными и субщелочными базальтами и долеритами. К наиболее крупным провинциям относятся траппы Сибири, Декана, Раджамахала, Кару, Параны, Северной Атлантики, океанические базальтовые плато Онтонг Джава, Кергелен, Манихики, поднятия Шатского, Хесса и другие. На континентах с траппами сопряжены также кимберлитовые ареалы, состоящие из десятков и сотен кимберлитовых трубок и даек. К крупнейшим кимберлитовым алмазоносным провинциям относятся Якутская, Южно-, Центрально- и Западно-Африканские, Слейв, Восточно-Китайская, Архангельская.

Наиболее отличительными особенностями Больших магматических провинций являются кратковременность излияний и огромные объемы изверженного материала. Например, при образовании *сибирских траппов* на границе перми и триаса в интервале 249–251 млн лет объем изверженного материала составил $16 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ (Добрецов, 2003). Магматизмом были охвачены огромные площади (рис. 10.5). Ранние извержения представлены щелочно-пикрит-базальтовыми лавами (щелочно-ультраосновная серия) преимущественно на севере, а также базальтовыми туфами. Более поздние толщи сложены лавами толеитовых базальтов. Максимальная мощность базальтов (более 2 км) отмечается в Тунгусской синеклизе. Около 50 % всех изверженных пород слагают силлы и интрузивные тела более сложных форм, залегающие стратиграфически ниже туфов и лав в осадочных породах палеозоя и докембрия, где они вскрыты буровыми скважинами до глубины 4 км.

В настоящее время геодинамическая обстановка всех трапповых провинций определяется как рассеянный рифтогенез, под которым понимается «такое проявление процесса, когда растяжение и сопутствующие вулканические излияния не сконцентрированы в пределах единой доминирующей линейной зоны, а рассредоточены на достаточно широкой площади» (Основы геодинамического анализа..., 1997). Формирование мощных базальтоидных толщ в областях рассеянного рифтогенеза связывается с глубинным разогревом в условиях слабо проявленных растягивающих тектонических напряжений, которые возникают над шляпкой восходящего мантийного плюма, создающего условия для дисперсного трещинообразования. В этом случае рифтогенные структуры имеют небольшие размеры и различную ориентировку. Среди отечественных геологов подобные структуры известны как малые рифтовые трогги. Они закартированы, хорошо изучены геофизическими методами и имеют очень важное значение для поисков полезных ископаемых. Например, Норильская, Талнахская и др. рудоносные (Cu, Ni, Co, Pt, Ag, Au) интрузии северо-запада Тунгусской провинции локализованы в осевых зонах малых рифтовых трогов длиной до 100 км и шириной 5–10 км. Образование этих рифтов связано с растяжением, что фиксируется структурами типа дайка в дайке, силл в силле (Багдасаров и др., 2001).

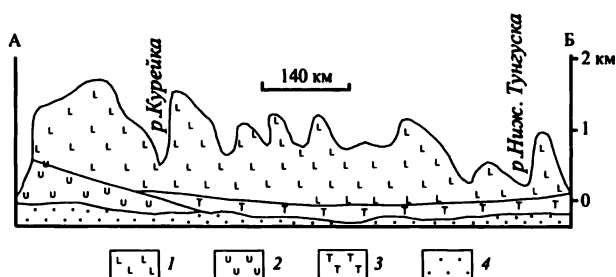
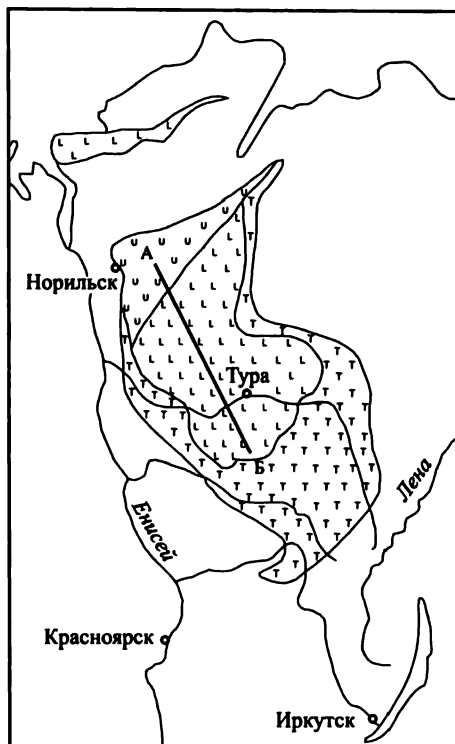


Рис. 10.5. Распространение траппов на Сибирской платформе и разрез по линии I-I (Добрецов, 2003):

Толщи: 1 — верхняя толеит-базальтовая, 2 — нижняя щелочно-пикрит-базальтовая, 3 — нижняя-средняя туфово-базальтовая, 4 — палеозойские и венские толщи

В то же время анализ большого объема геофизических исследований, направленных на изучение строения земной коры и верхней мантии, показал, что фундамент Тунгусской синеклизы, максимально насыщенный трапповыми магматитами, имеет весьма сложное строение. В нем установлены прогибы и поднятия, флексурные перегибы, а также крупные грабены, как например, Туринский шириной около 70 км и длиной более 1000 км с амплитудой погружения около 1500 м, ограниченный с востока и запада глубокими разломами. В центральной части грабена поверхность фундамента опущена до глубины 9000 м. В свою очередь, Туринский грабен наложен на Туринскую впадину, фундамент которой погружается ступенчато по зонам разломов от 4500 до 7000 м (Смирнова и др., 1974; Кузнецов, 1974). Поверхность Мохо в пределах базальтового поля Тунгусской синеклизы поднята до глубины 25 км, а в районе плато Путорана, Усть-Енисейской впадины и Западном Таймыре расположена еще выше (20–25 км), при этом максимальные глубины залегания кровли кристаллического фундамента почти полностью соответствуют поднятиям границы Мохо. Подобные структуры фундамента вполне сопоставимы с крупными линейными рифтовыми зонами континентов, что свидетельствует не только о рассеянном характере рифтогенеза, но и о его концентрации в пределах протяженных линейных зон, с которыми как раз и связана максимальная интенсивность магматизма. Любопытно отметить, что сгущения разломов фундамента, трапповых интрузий, трубок взрыва, расположенных вне главного вулканического поля Тунгусской синеклизы, тяготеют к флексурным перегибам фундамента между изогипсами 3000–4000 м (Кузнецов, 1974), т. е. налицо тектонический контроль их проявления. Следует отметить, что крупная Тунгусская синеклиза начала активно развиваться с начала среднего карбона (Хаин, Лимонов, 2004). В ней в течение среднего карбона-перми накапливалась лимническая угленосная формация, которая является индикаторной для геодинамической обстановки зрелых континентальных рифтов (Основы геодинамического анализа..., 1997). Таким образом, рифтогенный режим в этом районе Сибирской платформы предшествовал времени проявления интенсивного траппового магматизма. В. В. Золотухин и др. (2003) также выделяют рифтовую стадию вулканической активности в северо-западной части Сибирской платформы.

Ранний щелочно-ультраосновной магматизм, развитый преимущественно на севере провинции, носит отчетливый антидромный характер: от основных и средних туфов, щелочных базальтов и трахитов на ранних этапах извержений до пикритов, меймечитов и карбонатитов — на поздних (Багдасаров и др., 2001). Широко развиты также нефелениты, лимбургиты, тефриты, трахибазальты и трахиты. По химическому и петрографическому составу щелочно-ультраосновные магматиты близки к породам Восточно-Африканской рифтовой зоны, хотя и отличаются несколько пониженными содержаниями натрия и повышенными — магния. В целом его продукты составляют около 10 % от общего объема трапповой формации (Fedorenko et al, 2000).

Как уже отмечалось, среди пород трапповой формации существенно преобладают основные породы (базальты, долериты) толлитовой серии, причем их химический и петрографический состав крайне неоднороден. Прежде всего выделяются высокотитанистые, умереннотитанистые и низкотитанистые разности, между которыми часто наблюдаются и взаимные переходы. На рисунках 10.6, 10.7 А приведены примеры графиков распределения REE и микроэлементов для средних составов вулканитов из трапповой формации Норильского района. Хорошо видно, что низкотитанистые разности базальтов существенно обеднены по сравнению с N-MORB элементами с высокочarged ионами, а содержания тантала либо несколько понижены (слабая отрицательная аномалия), либо близки к N-MORB. По мере роста титанистости наблюдаются обогащение элементами ВЗИ и приближение их содержаний к эталону для N-MORB. В группе высокотитанистых магматитов широко развиты анкармиты — бедные плагиоклазом меланократовые базальты, в которых вкрапленники титанавгита (50–60 %) резко преобладают над вкрапленниками оливина (9–17 %). По сравнению с базальтами анкармиты обогащены легкими REE, Hf, Zr, Ti и обеднены тяжелыми REE. Для всех типов пород характерен ярко выраженный минимум стронция, максимумы бария, тория и лантана, а для анкармитов четко выделяется положительная Ta аномалия.

Большинством исследователей трапповый магматизм Сибирской платформы связывается с подъемом мантийного плюма или суперплюма, и тем самым подчеркивается отсутствие его связи с тектоникой литосферных плит. Однако в последнее время появи-

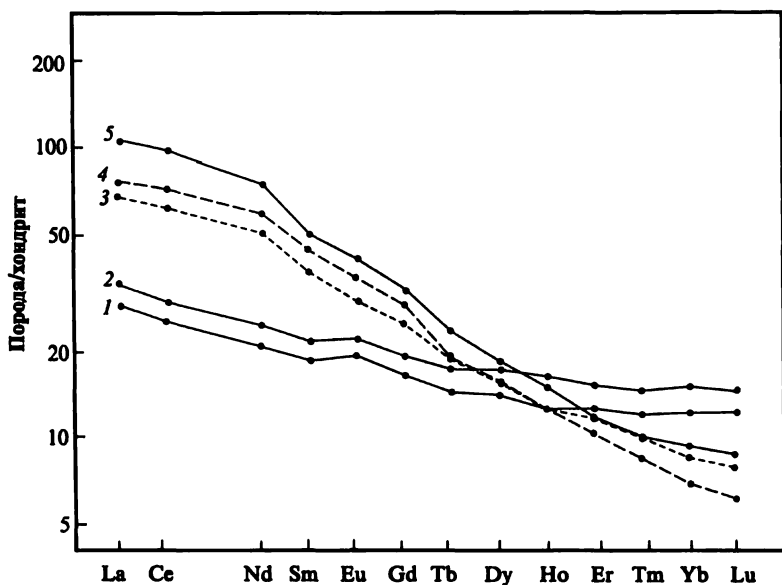


Рис. 10.6. Спектры REE базальтов (1, 2) и анкармитов (3, 4, 5) из трапповой формации Норильского района. Средние составы пород взяты из работы (Fedorenko et al, 2000). Хондрит по М. А. Хэскину (Haskin, 1968)

лись и другие гипотезы, среди которых наиболее интересна и обоснована модель, связывающая источник траппового магматизма с переходным водонасыщенным слоем мантии (Sharma, 1997; Иванов, 2006), формирование которого обязано предшествующим субдукционными процессам.

Детальное изучение химического состава базальтов сибирских траппов показало, что среди них преобладают низкотитанистые толеитовые разности, геохимически сходные с надсубдукционными базальтами островных дуг. Для них характерно умеренное обогащение легкими редкими землями, а также некогерентными элементами (Rb, Ba, K, Sr, U, Th) и обеднение тяжелыми REE, высокотоксичными элементами (Ti, Ta, Nb, Zr, Hf) с хорошо выраженной отрицательной Ta (рис. 10.7 Б или Ta-Nb аномалией (Sharma, 1997; Иванов, 2006). Следует отметить, что в цитируемых работах нормализация проводилась по составу примитивной мантии. Встает вопрос о том,

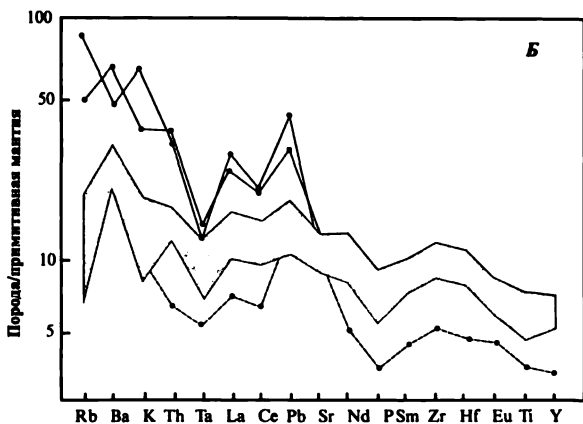
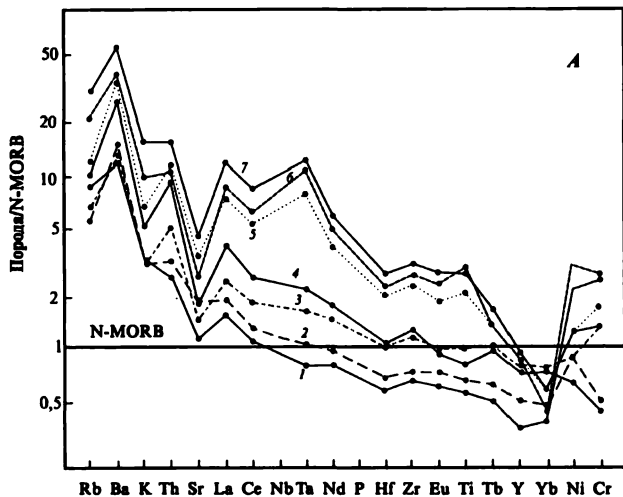


Рис. 10.7. Мультиэлементные спектры: А — низкотитанистых (1, 2), умереннотитанистых (3, 4) базальтов и анкармитов (5–7) Норильского района. Средние составы пород взяты из работы (Fedorenko et al, 2000). N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981); Б — низкотитанистых базальтов сибирских траппов (Sharma, 1997). Залитое поле соответствует максимальному числу анализов базальтов. Примитивная мантия по (Sun, McDonough, 1989)

как магмы с типичными островодужными характеристиками могли появиться под континентами на значительном удалении от зон субдукций? А. В. Иванов считает, что подобное соотношение КИР/ВЗИ элементов в траппах происходит по тому же сценарию, что и в случае с надсубдукционными базальтами: дегидратация слэба и перенос водным флюидом некогерентных элементов, насыщающих плавящийся субстрат. Как уже отмечалось, погружающиеся слэбы могут задерживаться и распространяться в мантии вдоль границы около 660–670 км достаточно долгое время, что фиксируется методами сейсмической томографии. Они носят название остаточных слэбов (*remnant slab*). Например, в настоящее время подобные слэбы установлены под Охотско-Чукотским поясом, где субдукция прекратилась в конце мела (Gorbatov et al., 2000). В перми сибирская часть суперконтинента Пангея была окружена субдукционными системами практически со всех сторон, так что погружающиеся слэбы могли продвинуться под континент на достаточно большие расстояния. Их переработка (дегидратация) способствовала насыщению водой переходной зоны мантии (660–410 км), что вызвало уменьшение ее плотности, снижение солидуса перидотита, его объемное плавление и, как следствие, всплывание в виде мантийного диапира (плюма). Авторы гипотезы допускают также транспорт водного флюида (без расплава) из переходной зоны мантии к подлитосферным глубинам. Подтверждением данной гипотезы, на наш взгляд, является тот факт, что траппы северного сегмента Тунгусской провинции, места образования которых находилось ближе к зоне субдукции закрывшегося в перми Таймырского океана, более водонасыщены (до 2 % H_2O), чем траппы южного сегмента ($H_2O < 1\%$). Однако существует и другая точка зрения, согласно которой происходит ассимиляция воды мантийным плюмом при пересечении им субдукционного слэба (Багдасаров и др., 2001).

Следует отметить, что в последнее время установлен не кратковременный, а достаточно протяженный импульсный характер траппового магматизма. Согласно последним датировкам, сибирские траппы формировались на протяжении 25 млн лет с поздней перми по конец раннего триаса (Иванов, 2006), а трапповое поле Тунгусской синеклизы — 20 млн лет в интервале 255–235 млн лет назад (Львова, 2008). Кроме того, объемы трапповой формации скорее всего завышены за счет того, что к ней относятся более

ранние силлы. Например, по данным Р. В. Веселовского и др. (2009), силлы, развитые в долине р. Джорджо (северный склон Анабарского поднятия) и относимые ранее к пермо-триасовым траппам, имеют рифейский возраст (1502 ± 2 млн лет), определенный U-Pb методом по бадделеиту. В пределах пермо-триасовой трапповой формации Западно-Сибирского региона долерито-базальты (п. Тарко-Сале, скв. 99) и габбро (Восточно-Салехардская площадь, скв. 2) имеют изотопный возраст (U-Pb метод по цирконам) 346 ± 3 и 342 ± 3 млн лет соответственно (Бочкарев, 2005).

Большая магматическая провинция плато Кергелен протяженностью свыше 2000 км при ширине около 650 км расположена в южной части Индийского океана. Плато гетерогенно и состоит из нескольких блоков. Большая часть его имеет кору океанического типа мощностью 20–25 км. В южной части плато Кергелен в основании базальтовой толщи (5–7 км) выявлены блоки континентальной коры (Лейченков и др., 2009), фрагменты которой (гнейсы и кристаллические сланцы) были подняты ранее при драгировании. Кроме того, в толще базальтов скважиной, пробуренной в районе банки Элан, вскрыт прослой конгломератов, содержащий обломки базальтов, трахитов, риолитов, гранитоидов и гранат-биотитовых гнейсов (Frey et al., 2003).

Согласно преобладающей точке зрения, образование магматической провинции плато Кергелен связано с мантийным плюмом, движение Индостанской плиты над которым вызвало формирование асейсмичного Восточно-Индийского хребта, простирающегося на 5000 км вдоль 90° в. д. вплоть до трапповой провинции Раджмахал, расположенной в северо-восточной Индии. Любопытно отметить, что хребет располагается параллельно крупному трансформному разлому (92° в. д.) Индийского океана и не является асейсмичным. Землетрясения происходят по всей его длине, а также в прилегающих частях океана. Возраст базальтов хребта закономерно увеличивается с юга на север от 38 до 83 млн лет, а возраст траппов Раджмахала оценивается в 117 млн лет (Duncan, 1991). Считается, что на рубеже около 40 млн лет назад океанический спрединг разделил Восточно-Индийский хребет, а также хребет Броккен от плато Кергелен. Впоследствии магматизм проявлялся только в провинции Кергелен, где также известны вулканы с возрастом 118 млн лет, а понижение его происходит в целом в северо-западном направлении,

но отмечается также и в юго-западном (рис. 10.8). Существуют и другие точки зрения на происхождение плато Кергелен, согласно которым оно рассматривается либо как останец поднятого блока океанической коры мелового возраста, либо как переработанный континентальный блок части рифтогенной окраины Индостанской плиты (Лейченко и др., 2009).

Образование *трапповой провинции Декан*, расположенной в западной части Индии, связывается с началом действия около 68 млн лет назад долгоживущего мантийного плюма, в результате которого были образованы асейсмичные Мальдивский и Маскаренский хребты западной части Индийского океана. Современное положение плюма соответствует острову Реюньон, где магматизм начался 2 млн лет назад и продолжается вплоть до настоящего времени. По данным А. Н. Яншина (2002), формирование траппов Декана происходило в течение длительного времени около 45 млн лет. В пределах Маскаренского хребта наиболее древние базальты имеют возраст около 64 млн лет (см. рис. 10.8). Его понижение происходит сначала в юго-восточном, а затем в юго-западном направлениях практически параллельно оси спрединга Западно-Индийского хребта. Современная интенсивная сейсмичность проявляется на банке Чагос в виде полосы субширотного простираения.

По морфологии Маскаренский, Мальдивский и Восточно-Индийский хребты, а также плато Кергелен очень близки и имеют блоковый, или глыбовый, характер с асимметричными поперечными профилями: крутыми восточными и пологими западными склонами. Вдоль подножия восточных склонов Мальдивского и Восточно-Индийского хребтов протягиваются желоба (Удинцев, 1987). Увеличение мощности коры от 10 до 25 км происходит за счет второго слоя океанической коры (базальты и комплекс параллельных даек).

Магматизм внутриплитных хребтов Индийского океана носит преимущественно толеитовый характер и существенно отличается от магматизма Гавайско-Императорского хребта отсутствием более ультраосновных (пикриты), высокотитанистых (анкарамиты) и щелочных (базаниты, нефелениты) пород. Магматиты повышенной щелочности и более кремнеземистые дифференциаты известны на островах Реюньон, Кергелен и Херд. В ряде скважин, пробуренных в разных частях плато Кергелен, обнаружены дациты, трахиты, риолиты, а также кислые пирокластические породы.

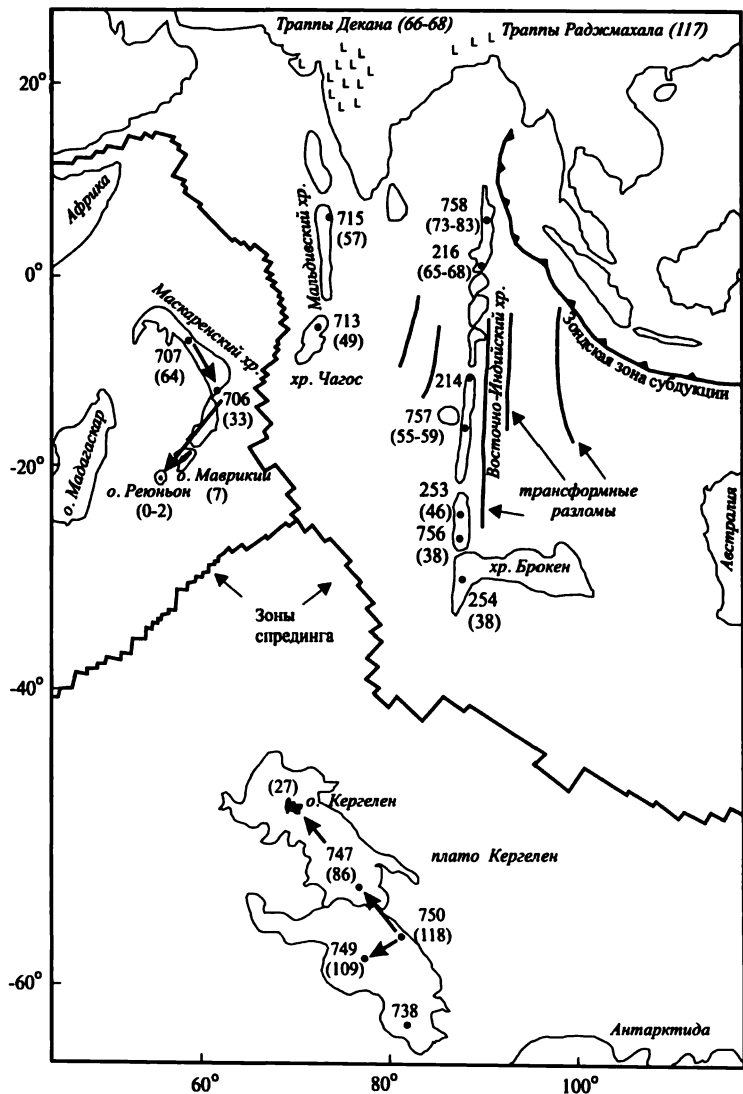


Рис. 10.8. Внутриплитные вулканические структуры Индийского океана. Точками показано положение скважин ODP, в скобках указан возраст базальтов в млн лет (Floyd, 1991)

Базальты характеризуются очень широким спектром изменения химического состава (рис. 10.9), и большинство из них по степени обогащенности некогерентными элементами и REE занимают промежуточное положение между N-MORB и эталонными OIB (*oceanic island basalt* — базальт океанических островов). В то же время в ряде скважин встречены типичные E-MORB (скв. 715A на Мальдивском

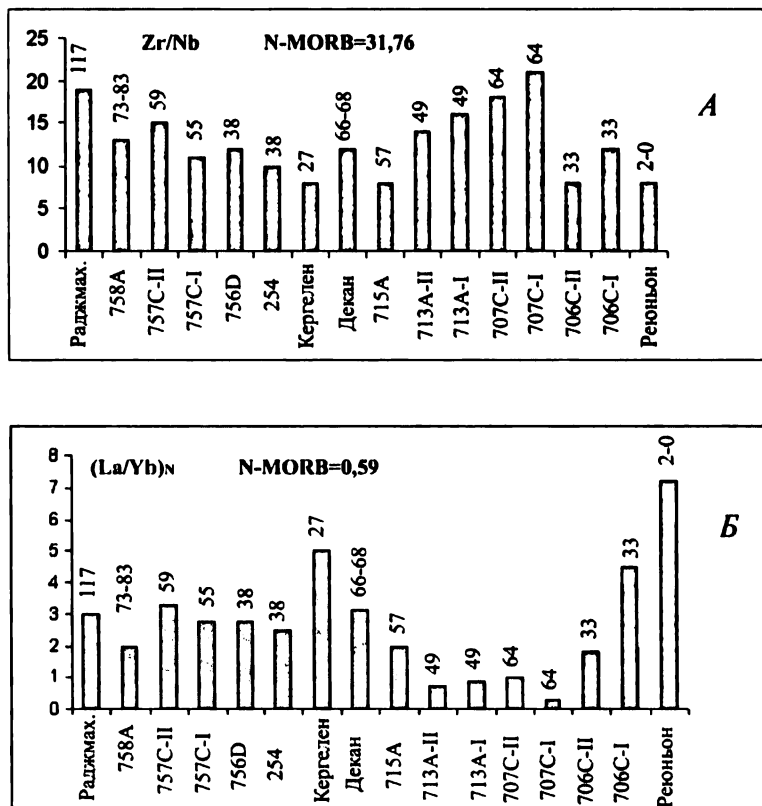


Рис. 10.9. Соотношения Zr/Nb и $(La/Yb)_N$ в базальтах из траппов Декана, Раджмахала и внутриплитных хребтов и островов Индийского океана. Положение скважин см. на рис. 10.8. Цифры над столбиками — абсолютный возраст. А — верхние, Б — нижние потоки базальтов. Построено по данным (Floyd, 1991; Артамонов, Золотарев, 2006)

хребте), N-MORB и даже более деплетированные базальты (скв. 707С на Маскаренском хребте и 713А в банке Чагос), а также близкие к ОIВ разности (скв. 747С на плато Кергелен и 706С в южной части Маскаренского хребта). В ряде скважин вскрыты базальты, принадлежащие к дискретным геохимическим группам, принадлежащим верхним и нижним потокам. Верхние потоки сложены афировыми разностями, а нижние — слабопорфировыми с вкрапленниками плагиоклаза и оливина (Floyd, 1991). В целом разброс в значениях содержаний некогерентных элементов и максимальный уровень их концентраций для базальтов внутриплитных поднятий западной части Индийского океана (Реюньон-Декан) выше, чем восточной (Кергелен-Радждамахал), что свидетельствует о глобальной неоднородности химического состава мантии под западным и восточным сегментами Индийского океана.

В результате анализа данных по морфологии и геологии поднятий, геохимии и возрасту слагающих их фундамент базальтов А. В. Артамонов и Б. П. Золотарев (2006) пришли к выводу, что Мальдивский, Маскаренский и Восточно-Индийский хребты, а также плато Кергелен следует рассматривать как самостоятельно сформировавшиеся тектоно-магматические структуры, каждая из которых обладает отдельной магматической и тектонической историей, не связанной с действиями мантийных плюмов «Реюньон» и «Кергелен». По их мнению, формирование этих структур обусловлено развитием крупных разломных зон на консолидированной океанической коре, инициирующих излияния огромных объемов базальтовых магм, состав которых вполне объясним с привлечением таких параметров, как температура, глубина образования первичных магм и их дифференциация, степень частичного плавления верхнемантийного субстрата, а в ряде случаев и коровая контаминация. С этих позиций объяснимы также блоковая структура хребтов, увеличение мощности коры под поднятиями, асимметрия их поперечных профилей, как следствие ротационного эффекта.

Трапповая провинция Парана-Этендека в настоящее время разобщена Атлантическим океаном. Парана находится в Южной Америке, а Этендека — в Африке. Формирование траппов предшествовало раскрытию Южной Атлантики, а в процессе его образовались подводные хребты с утолщенной океанической корой: Риу-Гранди со стороны Параны и Китовый со стороны Этендеки.

Плюм, породивший данные хребты, в настоящее время смещен от срединно-океанической рифтовой зоны к востоку и находится под вулканическим островом Тристан-да-Кунья. Магматизм провинции Парана-Этендека проявлялся в течение 9 млн лет, причем главный и наиболее продуктивный эпизод приходился на интервал 133–129 млн лет, а более ранний — на интервал 138–133 млн лет (Peate, 1997).

Магматизм провинции носит отчетливый бимодальный характер (рис. 10.10), что типично для континентальных рифтов. Подавляющее большинство вулканитов (90 %) относится к толеитовой серии. Среди них выделяются две группы: низкотитанистые базальты и риолиты, распространенные преимущественно на севере провинции и высокотитанистые, преобладающие на юге. Высокотитанистые базальты по сравнению с низкотитанистыми обогащены легкими REE, а также элементами КИР и ВЗИ групп (рис. 10.11, 10.12). Для низкотитанистых риолитов характерна отчетливая европиевая аномалия и обедненность легкими REE. По поводу происхождения двух групп вулканитов среди исследователей нет единого мнения.

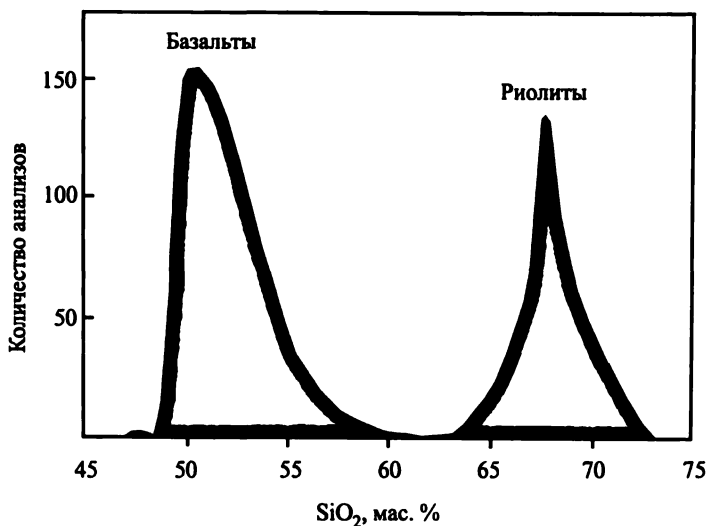


Рис. 10.10. Бимодальная серия трапповой формации Парана-Этендека (Peate, 1997)

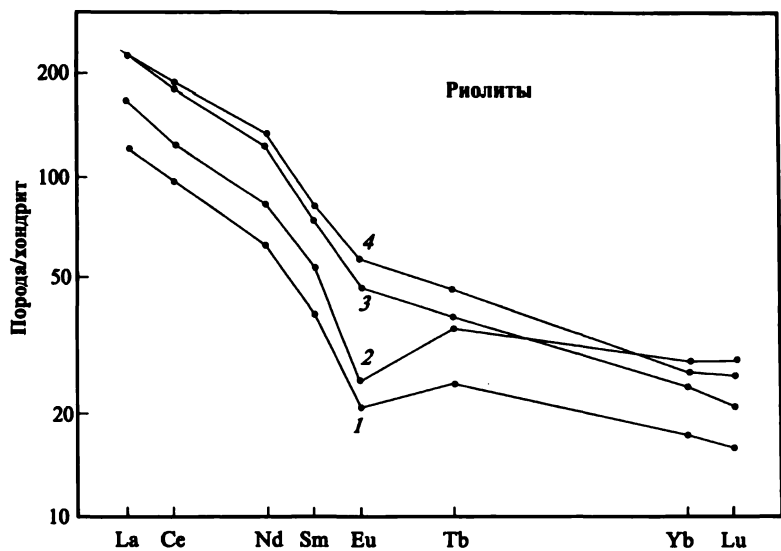
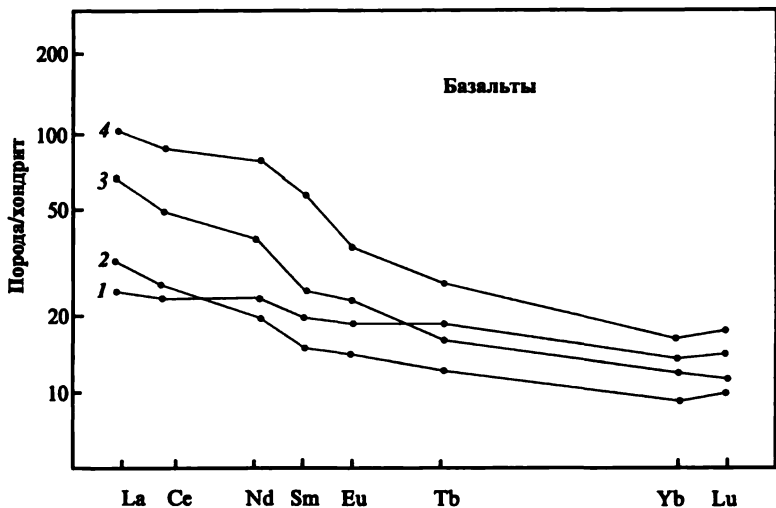


Рис. 10.11. Спектры REE низкотитанистых (1, 2) и высокотитанистых (3, 4) риолитов и базальтов провинции Парана-Этендека. Анализы взяты из работы (Peate, 1997). Хондрит по М. А. Хэскину (Haskin, 1968)

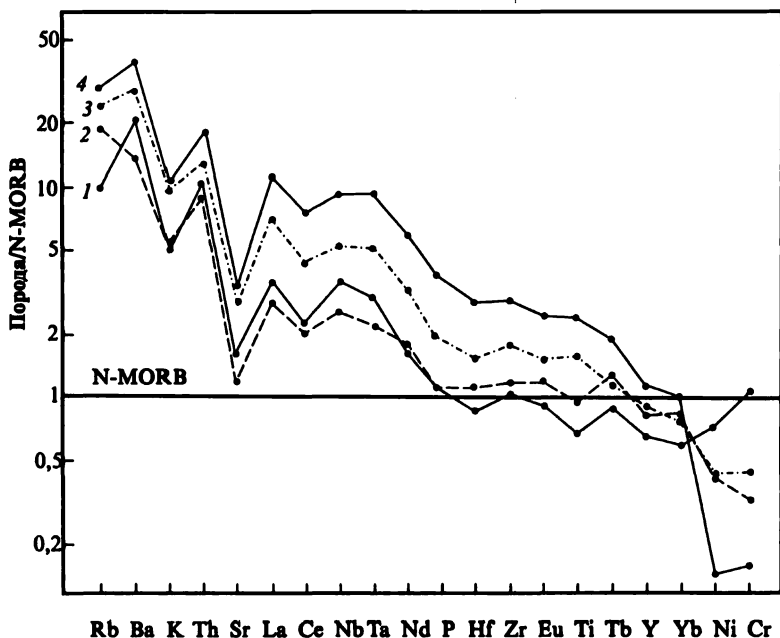


Рис. 10.12. Мультиэлементные спектры низкотитанистых (1, 2) и высокотитанистых (3, 4) базальтов провинции Парана-Этендека. Анализы взяты из работы (Peate, 1997). N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981)

В частности, для риолитов высказывается точка зрения о том, что высокотитанистые кислые магмы образовались при плавлении нижних горизонтов архейской коры, а низкотитанистые — материала верхнепротерозойской складчатой области (Harris et al., 1990). Появление низкотитанистых базальтов многие исследователи объясняют контаминацией плюма веществом континентальной литосферы, которая, в свою очередь, также гетерогенна (Garland et al., 1996). Однако в таком случае скорее наблюдалось бы обогащение литофильными элементами именно низкотитанистых базальтов, а не наоборот, как это имеет место в породах трапповой провинции Парана-Этендека.

Океаническое базальтовое плато Онтонг Джава, расположенное в западной части Тихого океана, сформировалось в результате

двух разрозненных циклов магматизма на рубежах около 122 млн лет и 90 млн лет тому назад (Neal et al., 1997). Считается, что причиной раннего магматизма являлся плюм, поднимавшийся с глубины 660 км и находившийся, согласно палеомагнитным данным (42° ю. ш.), вблизи тройного сочленения зон палеоспрединга Тихого океана. На рубеже 90 млн лет магматизм был вызван плюмом, корни которого находились на границе ядра и нижней мантии. Мощность земной коры плато возрастает в северо-западном направлении от 30 до 43 км и утолщается в основном за счет третьего слоя (габбро и расслоенный комплекс), что свидетельствует о подслаивании (*underplating*) коры снизу. На границе Мохо происходит резкий скачок скорости сейсмических волн от 7,5–7,7 км/с до 8,6 км/с, что превышает обычную величину (8,4 км/с) для верхнемантийных перидотитов. В связи с этим высказывается мнение об экологитовом составе верхней мантии под плато Онтонг Джава (Rudnick, Jackson, 1995; Saunders et al., 1996).

В результате глубоководного бурения установлено, что базальтовый фундамент плато сложен чередующимися пиллоу-лавами и массивными потоками. Наиболее древние базальты плато (122 млн лет) разделяются на два комплекса, нижний из которых представлен преимущественно оливиновыми, а верхний — плагиоклазовыми разностями, разделенными слоем известняков. Базальты ранних (нижних) потоков сильно деплетированы по отношению к N-MORB редкими землями, гафнием, цирконием, титаном, хромом и никелем (рис. 10.13, 10.14, обр. 4, 5). Верхние потоки незначительно обогащены легкими REE, стронцием, а содержания гафния, циркония и титана близки к N-MORB (рис. 10.13, 10.14, обр. 1, 2). Все типы базальтов обнаруживают небольшую положительную Ta-Nb аномалию, слабое обогащение рубидием, барием, калием, торием. Базальты с возрастом 90 млн лет (рис. 10.13, 10.14, обр. 3) имеют сходные с более ранними породами спектры распределения элементов, а по их концентрациям занимают промежуточное положение между различными потоками более древних базальтов, отличаясь высокими концентрациями калия. В районе Малаиты встречаются крайне обедненные базальты (рис. 10.13, 10.14, обр. 6). Только по содержаниям стронция и титана они приближаются к N-MORB. На всех типах диагностических диаграмм (Zr-Ti-Y, Zr-Ti-Sr, Th-Hf-Ta, Th-Hf-Nb, Th-Zr-Nb) все базальты располагаются

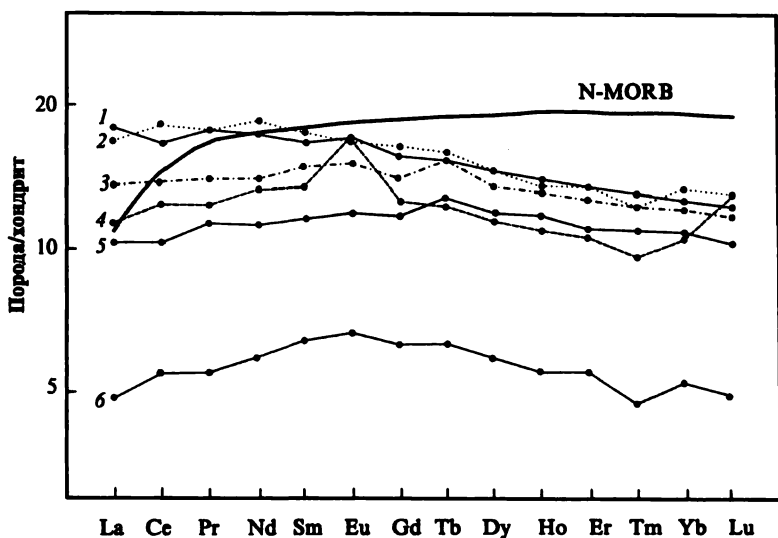


Рис. 10.13. Спектры REE толеитовых базальтов плато Онтонг Джава: 1, 2 – верхние; 4–5 – нижние потоки (122 млн. лет); 3 – потоки с возрастом 90 млн. лет; 6 – обедненные базальты; средние составы пород по данным (Neal et al., 1997); хондрит по М. А. Хэскину (Haskin, 1968)

в полях нормальных базальтов срединно-океанических хребтов. Таким образом, связь магматизма плато Онтонг Джава с глубинными плюмами является проблематичной. В то же время наличие в мультиэлементных спектрах базальтов положительной Ta-Nb аномалии, а также существенное обеднение их тяжелыми REE, указывающее на генерацию магм в области устойчивости граната, свидетельствует о более высоких по сравнению с N-MORB температурах и давлениях генерации первичных магм плато Онтонг Джава.

Более поздние проявления магматизма в пределах плато Онтонг Джава происходили около 44,2 млн лет назад, когда образовались преимущественно щелочные базальты. На рубеже 34 млн лет формировались малые интрузии щелочно-ультраосновных пород с кимберлитами. Это очень любопытный факт, поскольку считается, что кимберлиты образуются только в районах с континентальной корой.

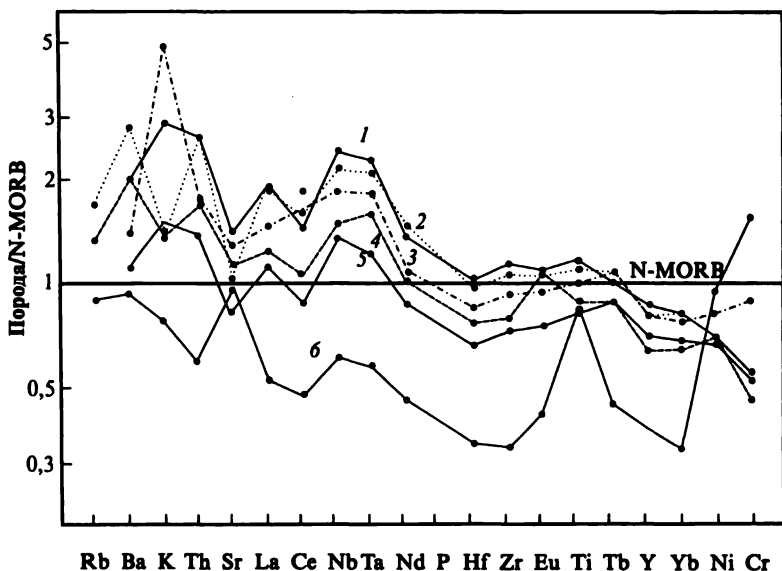


Рис. 10.14. Мультиэлементные спектры толсовых базальтов плато Онтонг Джава:

1, 2 — верхние; 4–5 — нижние потоки (122 млн лет); 3 — потоки с возрастом 90 млн. лет; 6 — обедненные базальты; средние составы пород по данным (Neal et al., 1997); N-MORB по Дж. Тарни и др. (Tarney et al., 1981).

10.4. СООТНОШЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ПЛЮМОВ И ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

На Земле протекают три типа процессов: 1) тектоника литосферных плит, ответственная за формирование поверхностных (до км) структур; 2) глобальная мантийная конвекция, определяющая длительную (400–600 млн лет) цикличность (распад и образование Пангей); 3) процессы на границе ядро — мантия в слое D'', порождающие восходящие потоки вещества и энергии, пересекающие всю мантию и вызывающие внутриплитный магматизм (Зоненшайн, Кузьмин, 1993).

Для объяснения внутриплитного магматизма часто привлекается концепция мантийных плюмов, известная также под названием

плюм-тектоники, или **тектоники плюмов**. В настоящее время многими исследователями ей придается огромное значение, своего рода альтернативы тектоники литосферных плит. Все большее число проявлений магматизма связывается именно с плюмами. В то же время существование реальных плюмов нельзя считать однозначно доказанным.

Во-первых, существуют определенные трудности в обнаружении корней плюмов методами сейсмической томографии. Прежде всего не ясно, чем обусловлено отклонение плотностных характеристик вещества в некоторых объемах мантии на десятки доли или первые проценты. Помимо температуры, это может быть разнообразный химический состав, различная степень насыщенности глубинными флюидами, неоднородности напряженного состояния вещества и многое другое. Современные геофизические модели реологии мантии основаны на линейной, ньютоновской зависимости вязкости только от температуры (чем выше температура, тем ниже вязкость). В то же время некоторые исследователи полагают, что реология вещества мантии определяется нелинейными процессами, в которых вязкость сильно зависит от напряженного состояния (Меляховицкий, 1996). Более высокие скорости сейсмических волн могут быть следствием повышенного содержания железа и пониженного магния. Например, в субдуцирующей океанической литосфере отношение Fe/Mg заметно выше, чем в мантии.

Большинство исследователей полагают, что мантийные плюмы зарождаются или в нижней мантии или в слое D'' , расположенном на ее границе с ядром. Вблизи этой границы обнаружены крупные неравномерно распределенные области разогретой мантии. Однако магматиты Исландии и Гавайских островов, традиционно считающиеся эталонами плюмовых образований, формировались далеко за пределами контуров проекций на земную поверхность областей разогретой мантии вблизи ядра (Рундквист и др., 2000).

Во-вторых, до сих пор не выявлен вещественный индикатор нижнемантийных плюмов в составе магматических пород. Информацию о составе плавящегося источника в первую очередь несут изотопные отношения элементов в магматитах, поскольку считается, что они не изменяются в процессах частичного плавления субстрата и дифференциации магматических расплавов. Систематика магмогенерирующих резервуаров основана на изотопных соотношениях

стронция, неодима и свинца, при этом широко используется тетраэдр, вершинами которого являются экстремальные компоненты: DM (*depleted mantle*) — деплетированная мантия; HIMU (*high μ mantle*) — мантия с высоким соотношением U/Pb; EM1 и EM2 (*enriched mantle*) — два типа обогащенной мантии. Для одного из этих компонентов (EM1) допускается первичная плюмовая природа (Mahoney et al., 1991). К наиболее вероятным индикаторам плюмов относятся компоненты, выделяемые внутри тетраэдра: PREMA (*prevalent mantle*) — преобладающая мантия; FOZO (*focus zone*) — фокусная зона (Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Hagan, Graham, 1996 и др.). Д. В. Рундквист и др. (2000) в результате исследования большой выборки изотопных составов океанических базальтов выделили компонент F (*focal*) — фокальный компонент, близкий по составу к PREMA, и показали, что он проявлен в количестве от 20 до 40 % во всех типах базальтов и равномерно распределен по всем районам океанов. Продукты плавления источника F + DM распространены преимущественно в срединно-океанических хребтах и абиссальных котловинах, а также существенно преобладают в базальтах Исландии и Гавайских островов. Границы распространения источника F + EM1 в целом совпадают с контурами расположенной в южном полушарии аномалии DUPAL, причем данный компонент характерен как для островов, так и для срединно-океанических хребтов. Базальтами, связанными с источником F + HIMU, сложены многочисленные острова в северных широтах, а также о. Буве к югу от аномалии DUPAL. Вопрос «существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов?» авторы статьи оставляют открытым.

В свою очередь, происхождение конечных мантийных компонентов также является предметом дискуссий. В настоящее время оно связывается именно с субдукционными процессами (Weaver, 1991). Считается, что компонента HIMU возникла за счет преобразования в зоне субдукции океанической литосферы. При смешении HIMU с небольшим количеством субдуцированных пелагических осадков (5 %) формируется компонент EM1, а с терригенным материалом — EM2.

Из других глобальных мантийных компонентов для выяснения генезиса магматитов используется PHIR (*primordial helium isotope reservoir*) — первичный гелиевый изотопный резервуар. Изотоп ^4He

представляет собой промежуточный продукт распада урана и тория, в то время как изотоп ^3He имеет космогенную природу. В геохимии используется соотношение R/R_a , где R — измеренное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, а R_a — отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в современной атмосфере, которое является постоянным и составляет $1,4 \cdot 10^{-6}$ (Мамырин, Толстихин, 1981). Считается, что чем выше R/R_a в породах, тем более их источники приближены к источникам, отражающим первичный изотопный состав гелия Земли, сохранившийся в ядре или нижней мантии. Максимальные значения R/R_a установлены для вулкана Лоихи, расположенного к юго-востоку от Гавайской цепи островов, который, однако, не обнаруживает глубоких корней и извергает наиболее истощенные в отношении некогерентных элементов базальты. Кроме того, действующие вулканы Мауна-Лоа и Килауэа характеризуются значительно более низкими R/R_a , хотя и относятся к тому же плуму, что и вулкан Лоихи. Любопытно отметить также, что по результатам комплексного изучения (палеонтологического, палеомагнитного и др.) разнообразных пород, добытых при бурении на четырех гайотах Императорского хребта, установлено последовательное изменение палеоширот формирования вулканических построек. Гавайская горячая точка в позднем мелу находилась более чем на 2000 км севернее и с 80 до 43 млн лет передвигалась на юг со скоростью 30–50 мм/год, вполне сопоставимой со скоростью перемещения плит (Сухов и др., 2004). Кроме того, излом Гавайско-Императорской вулканической цепи, произошедший около 45 млн лет назад, не соответствует времени смены направления движения Тихоокеанской плиты (Хаин, Ломизе, 2005).

Альтернативная точка зрения на происхождение линейных вулканических цепей, в пределах которых происходит постепенная смена времени проявления магматизма, связывается с так называемыми бегущими трещинами — разрастающимися разломами литосферы, на острие которых из-за декомпрессии и проявляется магматизм (*propagating fracture model*). В свою очередь, возникновение подобных трещин требует объяснений. Одним из них является гипотеза мембранной тектоники (Turcotte, 1974; Oxburgh, Turcotte, 1974). Суть ее состоит в том, что жесткие литосферные плиты в процессе перемещения проходят участки Земли с различными радиусами кривизны. Плита, сформировавшаяся вблизи экватора, по мере перемещения к полюсам попадает в области, где радиус кривизны

увеличивается. Это приводит к возникновению мембранных напряжений, которые могут достигать величин, достаточных для возникновения разрывов, как следствия растяжения плит. Разрывы постепенно разрастаются и заполняются базальтоидными выплавками из астеносферного слоя мантии. Однако с позиций мембранной тектоники невозможно объяснить проявления внутриплитного магматизма в Атлантике, где литосферные плиты движутся не поперек широт, а вдоль них. Образование бегущих трещин и связанный с ними магматизм связываются также с перестройкой плитных границ, вызывающей условия растяжения (Smith, 2007).

А. А. Пейве (2007) считает, что в основе формирования большинства линейных внутриплитных вулканических поднятий в океанах лежат тектонические процессы в литосфере. Размер вулканических цепей, их протяженность и интенсивность вулканизма определяются полем напряжения в океанической плите. В частности непараллельность вулканических цепей в пределах одной плиты, незакономерное изменение возраста вулканизма обусловлено возникновением сигмоидальных трещин.

Связь разломной тектоники литосферы с локализацией горячих точек на поверхности Земли выражается в приуроченности их к тройным сочленением рифтовых зон океанов (Буве в Атлантическом, Родригес в Индийском) и континентов (Афар в Африке), к пересечениям рифтовых зон трансформными разломами (Исландия, Ян-Майен в Атлантике, Амстердам и Сен-Поль в Индийском, Пасхи в Тихом). В Индийском океане Восточно-Индийский и Мальдивский хребты протягиваются параллельно крупным трансформным разломам. На континентах горячие точки тяготеют к рифтовым зонам (Эйфель в Европе, Байкальская в Азии). Замечено, что кимберлитовые трубки и дайки часто приурочены к узлам пересечения крупных разломов или в виде цепочек протягиваются вдоль них на некотором расстоянии. Маймеча-Котунская щелочно-ультраосновная формация юго-восточного фланга Тунгусской синеклизы приурочена к крупному Котуйскому разлому. Как отмечают В. Е. Хаин и М. Г. Ломизе (2005), большинство горячих точек связано с глобальной системой рифтовых зон Земли.

Внутриплитный магматизм объясняется также дополнительным выделением тепла за счет трения при движении плит по астеносфере. Д. Андерсон (Anderson, 2007) для объяснения вулканических цепей

выдвинул гипотезу дрейфующего очага плавления в астеносфере. Некоторые авторы не исключают возникновения плюмов при столкновении Земли с крупными метеоритами, поскольку прослеживается определенная временная связь между возрастанием числа их падения с начальными стадиями разделения континентов, обусловленными плюмами (Green, 1977; Morgan, 1972; Сейферт, 1991 и др.). Например, около 205 млн лет назад произошло пять падений крупных метеоритов, в результате одного из которых образовался кратер Манигуагам диаметром 65 км. В это же время началось формирование авлакогенов (Ньюарк, Коннектикум-Валли, Геттисберг), фиксирующих начальную стадию разделения Северной Америки и Гондваны. Возникновение океанического плато Онтонг Джава также связывается с падением крупного метеорита. К факторам, вызывающим образование плюмов при ударе метеоритов, относятся упругая отдача после падения, изостатическая компенсация, фазовые превращения вещества и растрескивание. Возникновение крупного кратера приводит к понижению давления в мантии, что вызывает переход более плотных фаз в менее плотные, создавая тем самым восходящий поток в ослабленную (растрескавшуюся) зону литосферы.

Плюм-тектоника, как проявление глубинной геодинамики Земли, базируется на том, что основной энергетический импульс, обуславливающий процессы в тектоносфере, идет снизу от горячего ядра к относительно холодной литосфере. Существует также и противоположная точка зрения, согласно которой ведущая роль отводится охлаждению мантии Земли сверху в результате субдукции холодной литосферы, при этом мантийные плюмы являются ответной реакцией на достижение субдуцирующими слэбами границ верхней и нижней мантии или нижней мантии и ядра (Магуама, 1994; Anderson, 1994). Действительно, субдуцированное вещество оказывается в термодинамически неравновесном состоянии с окружающей мантией, что инициирует процессы его переработки (согласно новым РТ параметрам) и отторжения некоторой части в верхние оболочки Земли. При наличии ослабленных зон, создаваемых тектоническими условиями в литосфере, материал частично расплавляется и вновь извергается на поверхность, внедряется в толщу коры или подслаивает ее снизу.

Земля в целом как система находится в неустойчивом состоянии. Из-за сверхадиабатического градиента температур сильно ра-

зогретое вещество ее недр всегда имеет тенденцию к подъему. Однако достижению им поверхности Земли часто препятствует относительно мощная литосфера. Если создаются определенные тектонические условия, например раскол литосферы, разогретое вещество начинает подниматься в виде глубинных мантийных плюмов.

Безусловно, плюм-текtonика и плейт-текtonика теснейшим образом взаимосвязаны. Действие тектоники плит ограничено только верхними оболочками Земли, в то время как плюм-текtonика отражает процессы глубинной внутренней геодинамики, которые, в свою очередь, не могут не влиять на возникновение, движение и взаимодействие литосферных плит. Равно как и при движении плит могут создаваться условия (растрескивание литосферы) для проникновения разогретого подлитосферного вещества в верхние оболочки Земли, что вызывает их интенсивное плавление и, как следствие, магматизм.

В настоящее время с позиций ротационной геодинамической модели Земли в литературе обсуждается возможность «всплывания» более легкого материала из центра планеты к внешним оболочкам планеты за счет центробежных сил и гравитации. Подобное явление названо сепаратогенезом, и ему отводится главная роль в разделении Земли на сферические оболочки (Мельников, 2005). В поднимающихся объемах вещества мантии литостатическое давление непрерывно понижается, что приводит к фазовым переходам минералов в менее плотные модификации. Этот процесс носит экзотермический характер и способствует разогреву и частичному плавлению мантийного субстрата (Кутолин, Широких, 2005). А. А. Пейве (2007) считает, что из-за ротационной компоненты возникают смещения плит относительно подстилающей мантии, что является дополнительным источником тепла ($> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$) за счет трения. Некоторые исследователи объясняют магматизм, проявляющийся в различных геодинамических обстановках, с позиций модели горячей аккреции Земли и действия ротационных сил (Шкодзинский, 2007). Считается, что планеты земной группы в своем развитии проходили стадию существования на них глобальных магматических океанов, возникших в результате импактного тепловыделения (Wood et al., 1970). Процессы фракционирования магматического океана и привели к образованию всей гаммы встречающихся на Земле магматических пород.

Следует отметить, что существуют регионы, где характер магматизма трудно объяснить с позиций как плейт-, так и плюм-тектоники. Например, в пределах одних и тех же районов Кольского полуострова щелочной и субщелочной магматизм, который связывается многими исследователями с глубинными плюмами, максимально проявлялся в интервалах 2680–2654, 1880–1855, 410–360 млн лет, при этом пространственно совпадают архейские щелочные граниты, раннепротерозойские субщелочные базальты и массивы щелочных габброидов, палеозойские щелочные интрузии и карбонатиты. Наиболее поздние гигантские кольцевые щелочные массивы (Хибинский, Ловозерский и др.) характеризуются аномально высокими концентрациями некогерентных (Nb, Ta, Ti, Zr, Sr, REE) и летучих (P, F, Cl) элементов и вмещают уникальные месторождения. Подобная закономерность установлена и для Южной Гренландии, где пространственно совмещены продукты щелочного магматизма, образовавшиеся в интервалах 2698–2664, 1974–1943, 1300–1100 млн лет. Для Кольского полуострова региональная специфика щелочного и субщелочного магматизма охватила возрастной интервал в 2,3 млрд лет (Балашов и др., 2005). В то же время, согласно плейт-тектоническим построениям Кольский блок в составе Балтийского щита за это время испытал неоднократные разнообразные значительные перемещения при распадах и коллизии докембрийских сиалических кратонов. Данное противоречие частично снимается, если допустить положение уровня магмогенерации во всех возрастных интервалах в пределах аномальной обогащенной литосферной мантии (выше астеносферы), однако подобная метасоматизация источника требует объяснений.

Таким образом, можно констатировать многообразие и противоречивость различных точек зрения на природу внутриплитного магматизма. Для снятия хотя бы части противоречий необходимо выработать единые критерии к определению плюма, месту его зарождения, состоянию и составу вещества плюма и др. (Пучков, 2009). В противном случае чуть ли не все проявления магматизма будут связываться с плюмами, что и наблюдается в современной отечественной геологической литературе.

В то же время изучение внутриплитного магматизма очень важно как в практическом (с ним связаны крупные и уникальные месторождения алмаза, апатита, вермикулита, исландского шпата, железа, платины, титана, ванадия, олова, ниобия, тантала, циркония,

стронция, редкоземельных элементов, медно-никелевых и полиметаллических руд с Au, Ag, Se и др.), так и в теоретическом плане, поскольку он является грандиозным геологическим явлением, отражающим на поверхности Земли в том числе и процессы глубинной геодинамики в отличие от тектоники литосферных плит.

10.5. СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Изучение внутриплитного магматизма очень важно в палеогеодинамическом аспекте для понимания эволюции глубинного состояния Земли. В то же время идентификация древних горячих точек, порожденных мантийными плюмами, представляет определенную сложность, поскольку многие геологические и геофизические признаки могут быть стерты. Положение плюмов в геологическом прошлом можно установить по роям даек, которые образуют веерообразные поля, сходящиеся к центру проекции плюма на земную поверхность. Такие реконструкции проведены для траппов Параны-Этендеки, Кару, Центральной Атлантики (рис. 10.15) и других трапповых провинций.

По мнению А. Ф. Грачева (1998), наиболее достоверным индикатором проявления мантийных плюмов является химический состав излившихся лав. Однако, как было показано ранее, он чрезвычайно разнообразен, а выявление следов плавления недеплетированного нижнемантийного источника — достаточно трудная задача, и до настоящего времени таких индикаторов не существует (Рундквист и др., 2000). В литературе часто можно найти утверждение, что повышенная железистость и титанистость магматитов свидетельствует об их плюмовой природе (Добрецов, 2003). Следует отметить, что именно такой химизм пород определяется дифференциацией расплавов по феннеровскому типу, в результате чего образуются толеитовые серии, широко развитые среди продуктов не только внутриплитного магматизма, но и рифтовых зон океанов и континентов.

Преимущественно к плюмовому типу многие исследователи относят проявления щелочного и субщелочного магматизма. Однако подобный магматизм широко развит и в других геодинамических обстановках, что было показано выше. В любом случае к диагностике плюмового магматизма по химическому составу магматитов следует относиться крайне осторожно, поскольку на сегодняшний день не

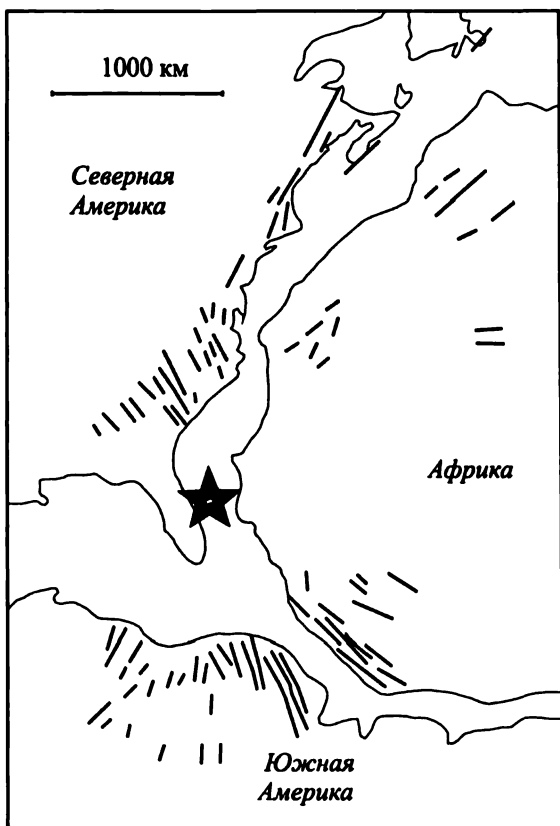


Рис. 10.15. Положение центра плюма (звездочка), реконструированного по роям даек, внедрившихся около 200 млн лет назад при разделении Северной Америки, Южной Америки и Африки (Ernst, Buchan, 1997)

выработаны критерии, по которым его можно было бы достоверно идентифицировать.

Характер эволюции магматизма также не может быть индикатором внутриплитной обстановки. Например, эволюция магматизма от толеитовых серий к субщелочным и щелочным установлена для горячих точек типа гавайской, в то время как для трапповой провинции Сибирской платформы соотношения серий прямо противоположные.

ДИАГНОСТИКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ПО МАГМАТИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ-ИНДИКАТОРАМ

ГЛАВА 11

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ-ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

С появлением теории тектоники литосферных плит пришло и новое понимание природы геологических процессов. Вместо абстрактных геосинклиналей геологи стали выделять палеоаналоги современных геодинамических обстановок и соответствующих им геологических комплексов, используя метод актуализма. Под геодинамической обстановкой понимается совокупность геодинамических и термодинамических условий протекания глубинных и поверхностных геологических процессов, а также множество сопряженных с ними геологических явлений, при которых формируются естественные ассоциации горных пород и тектонических структур земной коры. При выделении конкретной геодинамической обстановки учитывается тип земной коры, знак и масштаб тектонических перемещений, морфогенетические, структурные и геоморфологические признаки, местоположение в ряду других геодинамических обстановок, среда (воздушная, субаэральная, субаквальная, водная), глубина бассейнов и их гидродинамика, удаленность от береговой линии, интенсивность эндогенных процессов в ходе образования и преобразования вещества и его петрологические и геохимические

особенности, типы и время (абсолютное и относительное) геодинамических взаимодействий соприкасающихся геоблоков и многое другое (Основы геодинамического анализа..., 1997).

Разнообразные геологические комплексы горных пород (магматические, осадочные, метаморфические, метасоматические) в своем химическом и минералогическом составе, текстурах и структурах, формах залегания, взаимоотношении типов пород и т. д. отражают обширную информацию об условиях их формирования: термодинамических (температура, давление), тектонических, палеогеографических, палеоширотных (определяемых по палеомагнитным характеристикам пород), флюидном режиме и многих других факторах. В геологии достаточно давно выделяются комплексы горных пород, образовавшиеся в определенных, присущих только им геодинамических обстановках. Подобные комплексы, являющиеся их индикаторами, широко используются при палеогеодинамическом анализе. Особое место среди них занимают **магматические комплексы-индикаторы**, поскольку процессы магматизма и тектоники тесным образом взаимосвязаны. Под магматическими комплексами-индикаторами понимаются прежде всего характерные для определенных геодинамических обстановок серии или формации магматических пород со своим специфическим минералогическим, петрохимическим и геохимическим составом (не путать с магматическими комплексами, выделяемыми на геологических картах!). Геодинамическая позиция магматических формаций достаточно полно охарактеризована в работах Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина (1993) и И. И. Абрамовича и др. (1997). В таблице 11.1 приведены наиболее типичные для геодинамических обстановок магматические формации, расположенные в порядке уменьшения кремнекислотности слагающих их горных пород.

Генерация магматических расплавов различного состава определяется температурой, давлением, составом плавящегося субстрата и флюидным режимом (составом флюида, парциальными давлениями и степенью окисленности главных компонентов флюида). В то же время соотношения этих параметров довольно существенно различаются в зависимости от геодинамических условий генерации магм, поэтому и возникают специфические магматические серии и формации. Тектонические условия влияют на интенсивность и экстенсивность магматизма, последующие перемещения

Таблица 11.1. Тектоническая позиция магматических формаций (Основы геодинамического анализа..., 1997), с изменениями

Формации	Геодинамические условия образования	Размещение в региональных структурах
Дунит-перидотитовая, дунит-клинопироксенит-габбровая, пироксенит-перидотитовая	Зоны оксанического спрединга, межконтинентальные рифты, задуговые бассейны, основания островодужных систем	Аллохтонные пластины, реже автохтоны, сутурные швы горноскладчатых областей, нижняя часть разрезов офиолитовых ассоциаций
Меланонефелинитовая, щелочно-ультрамафитовая, карбонатитовая, кимберлитовая	Рифты преимущественно древних платформ, горячие точки, глубокие тылы активных континентальных окраин андского типа	Периферические части рифтогенных структур, а также их осевые части на ранних и заключительных стадиях развития, участки пересечения крупных разрывных нарушений
Базальтовая натриевого типа	Зоны оксанического спрединга, задуговые бассейны, энсиалические островные дуги на ранней стадии развития	Аллохтонные пластины в горноскладчатых областях совместно с другими членами офиолитовой ассоциации
Базальт-риолитовая натриевого типа, габбро-альбититовая	Континентальные и межконтинентальные рифты, задуговые бассейны, меж- и внутридуговые рифты.	Трапповые провинции платформ и их фрагменты в горноскладчатых областях, задуговые и междуговые впадины
Базальт-андезит-риолитовая	Энсиалические островные дуги	Субдукционные комплексы горноскладчатых областей
Андезит-базальтовая, базальт-андезитовая	Энсиматические островные дуги, фронтальные части энсиалических островных дуг	Палеоостроводужные комплексы горноскладчатых областей

Формации	Геодинамические условия образования	Размещение в региональных структурах
Базальт-трахитовая калиевого типа	Задуговые и внутридуговые рифты, горячие тылы субдукционных зон, син- и постколлизийные рифты зон континентальной коллизии	Субдукционные и коллизийные комплексы горно-складчатых областей
Лейкобазальтовая, риолит-лейкобазальтовая	Поздне- и постколлизийный рифтогенез	Грабены и впадины в областях молодых платформ
Трахибазальтовая	Рифты различного типа (ранние и заключительные стадии развития) и их периферические части	Задуговые бассейны, грабены молодых платформ, фрагменты пассивных континентальных окраин в горно-складчатых областях
Базальт-долеритовая	Рассеянный рифтогенез	Рифтогенные структуры платформ
Габбро-долеритовая	Океанические и межконтинентальные рифты, задуговые бассейны	Аллохтонные пластины, реже автохтоны горно-складчатых поясов часто в составе офиолитовой ассоциации (комплекс параллельных даек)
Перидотит-пироксенит-норитовая, сиенит-габбровая	Периферия дивергентных границ литосферных плит	Фрагменты пассивных окраин в горно-складчатых областях
Габбро-верлитовая	Внутри- и межконтинентальные рифты	Грабены и мульды
Долерит-пикритовая	Преимущественно осевые зоны континентальных рифтов	Фрагменты внутриплитных структур в горно-складчатых областях

Формации	Геодинамические условия образования	Размещение в региональных структурах
Щелочно-базальтоидная (габброидная) натриевого типа	Постколлизийный рифтогенез, горячие точки, рифтогенез в отдаленных (холодных) тылах зон субдукций	Межгорные впадины и прогибы в пределах сутурных зон и древних активных окраин континентов
Щелочно-базальтоидная (габброидная) калиевого типа	Пост- и синколлизийный рифтогенез и рифтогенез в умеренно разогретых тылах зон субдукций	Фрагменты активных континентальных окраин и коллизийных зон в горно-складчатых областях
Гавайт-муджирит-трахитовая	Горячие точки в океанах	Вулканические гряды в океанах, иногда в составе офиолитовой ассоциации
Марианит-бонинитовая	Внутридуговые рифты, задуговые бассейны, энзиматические островные дуги на начальной стадии магматической активности	Палеосубдукционные комплексы в горно-складчатых областях
Андезитовая	Энсиалические островные дуги, активные континентальные окраины андского типа	Субдукционные комплексы горно-складчатых областей
Трахиандезитовая	Тыловые части активных континентальных окраин андского типа и энсиалических островных дуг, зоны континентальной коллизии	Субдукционные и коллизийные комплексы горно-складчатых областей
Габбро-плагиогранитовая	Фронтальные части островных дуг, меж- и внутридуговые рифты	Островодужные комплексы в горно-складчатых областях

Формации	Геодинамические условия образования	Размещение в региональных структурах
Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая	Энсиалические островные дуги, фронтальные части активных континентальных окраин андского типа	Эродированные фронтальные части палеозон субдукции в горно-складчатых областях
Тоналит-гранодиорит-граносиенитовая	Ближние тылы островных дуг и активных окраин континентов андского типа	Эродированные тылы палеозон субдукции в горно-складчатых областях
Диорит-гранодиоритовая	Активные континентальные окраины андского типа, реже энсиалические островные дуги	Эродированные палеозоны субдукции в горно-складчатых областях
Риолитовая натриевого типа	Задуговые бассейны, меж- и внутريدуговые рифты	Фрагменты субдукционных комплексов в горно-складчатых областях
Риолитовая, дацит-риолитовая, гранитовая, аляскитовая	Зоны континентальной коллизии, активные континентальные окраины андского типа, энсиалические островные дуги	Субдукционные и коллизионные комплексы горно-складчатых областей
Трахиреолитовая, гранит-граносиенитовая	Тыловые части активных континентальных окраин андского типа, зоны континентальной коллизии и постколлизийного рифтогенеза	Субдукционные и коллизионные комплексы горно-складчатых областей
Лейкогранитовая	Зоны континентальной коллизии	Коллизионные комплексы горно-складчатых областей
Щелочно-гранитовая	Постколлизийный рифтогенез	Рифтогенные структуры в областях молодых платформ

Окончание табл. 11.1

Формации	Геодинамические условия образования	Размещение в региональных структурах
Нефелиновых (агпаитовых) сиенитов	Рифтогенные структуры и горячие точки в глубоких тылах активных континентальных окраин андского типа	Рифтогенные структуры в пределах древних консолидированных областей
Нефелиновых, псейдолейцитовых и щелочных сиенитов, лейцитогрифов	Рифтогенные структуры в глубоких «умеренно разогретых» тылах активных континентальных окраин андского типа, горячие тылы коровой субдукции в областях шовного тектогенеза	Тылы активных палеоокраин континентов, эродированные зоны континентальной коллизии
Нефелиновых (миаскистовых) и щелочных сиенитов	Рифтогенные структуры в глубоких «умеренно холодных» тылах активных континентальных окраин андского типа, син- и постколлизийный рифтогенез	Субдукционные и коллизионные комплексы горно-складчатых областей

и концентрацию магматических тел в геологическом пространстве, определяют эволюцию геодинамического режима и вовлечение в плавление субстратов различного состава как на глобальном, так и региональном уровнях. В таблице 11.2 приведена упрощенная схема, иллюстрирующая взаимосвязь термодинамических параметров генерации первичных магм, состава плавящегося субстрата, флюидного режима с основными геодинамическими обстановками проявления магматизма.

Таблица 11.2. Соотношение термодинамических условий и состава субстрата при генерации первичных магм в различных геодинамических обстановках.

Геодинамическая обстановка	Субстрат	Давление генерации первичных магм	Температура генерации первичных магм	Флюидный режим (давление и степень окисленности флюидов)	Наиболее характерные магматические серии
Континентальные рифты	Пестрый: верхняя мантия и нижняя кора	Низкое, 20–30 км (Hergnasse, 1982)	Высокая и средняя, 1000–1300 °C	Среднее с преобладанием восстановленных компонентов	Бимодальные (риолит-базальтовые), толеитовые, субщелочные, щелочные, реже известково-щелочные
Срединно-океанические хребты	Однородный: верхняя деплетируемая мантия	Низкое, 5–10 кбар (Кадик и др., 1990; Fujii, Scarfe, 1985)	Высокая, 1250–1350 °C (Fujii, Scarfe, 1985)	Низкое, резко преобладают восстановленные компоненты	Толеитовые, обедненные некогерентными элементами и легкими REE

Геодинамическая обстановка	Субстрат	Давление генерации первичных магм	Температура генерации первичных магм	Флюидный режим (давление и степень окисленности флюидов)	Наиболее характерные магматические серии
Островные дуги	Пестрый: мантийный клин, корово-мантийная смесь, субдцированная океаническая плита	Преимущественно высокое, > 25 кбар. Диапазон давлений широкий: 11–20 кбар (Tatsumi, 1991). Низкое для бонинитовых магм: 10–30 км (Фролова и др., 1989)	Преимущественно низкая, средняя. Высокая, T=1400–1430° C для бонинитовых магм (Фролова и др., 1989)	Высокое, преобладают окисленные компоненты	Известково-щелочные (протяженные базальт-андезит-риолитовые), субщелочные, щелочные, реже толеитовые, бонинитовые, адакитовые
Задуговые бассейны	Пестрый: нижняя кора, верхняя мантия	Среднее, 30–60 км (Tatsumi, 1981)	Средняя	Среднее с относительно равным соотношением окисленных и восстановленных компонентов	Толеитовые, известково-щелочные, субщелочные, щелочные, бимодальные

Геодинамическая обстановка	Субстрат	Давление генерации первичных магм	Температура генерации первичных магм	Флюидный режим (давление и степень окисленности флюидов)	Наиболее характерные магматические серии
Активные окраины Андского типа	Пестрый; преимущественно нижняя и средняя кора, верхняя мантия	Низкое, 10–35 км (Dalziel et al., 1974).	Низкая и средняя, 1200–800 °C (Dalziel et al., 1974)	Высокое с преобладанием окисленных компонентов	Известково-щелочные, субщелочные, реже щелочные
Коллизионные межконтинентальные зоны	Пестрый; нижняя и средняя кора, верхняя мантия	Низкое, $P = 9,5–12$ кбар для основных и 5–7 кбар для кислых магм (Короновский, Демина, 1999)	Низкая и средняя, 800–1100 °C (Короновский, Демина, 1999)	Высокое с максимальной степенью окисленности компонентов	Известково-щелочные, субщелочные, реже щелочные в зонах синклизального рифтогенеза

Геодинамическая обстановка	Субстрат	Давление генерации первичных магм	Температура генерации первичных магм	Флюидный режим (давление и степень окисленности флюидов)	Наиболее характерные магматические серии
Зоны континентальной аккреции	Пестрый: кора и верхняя мантия	Низкое, для трондьмитовых магм $P = 6,8-7,3$ кбар (Крылов, Лучицкая, 1999)	Низкая, 730–800 °С для трондьмитовых магм (Крылов, Лучицкая, 1999)	Высокое с максимальной степенью окисленности компонентов	Трондьмитовые, толеитовые и субщелочные в рифтогенных (<i>pull-apart</i>) структурах
Внутриплитные обстановки (горячие точки)	Однородный: верхняя, нижняя (?) обогащенная мантия	Высокое. $P = 27,5-35,5$ кбар (Никогосян, 1990; Когарко, 1987)	Высокая, 1300–1650 °С Никогосян, 1990; Когарко, 1987)	Среднее, реже высокое с преобладанием восстановленных компонентов	Толеитовые, обогащенные неоксергентами и легкими REE, субщелочные, щелочные

Магматические породы одноименных серий разных геодинамических обстановок, как было показано во второй части пособия, заметно различаются по степени обогащенности или обедненности некогерентными элементами, содержаниями редких земель и имеют характерные только для них графики распределения элементов.

Связь между определенными типами геодинамических обстановок и типом магматизма безусловно существует. Однако исходить из однозначного их соответствия не следует без привлечения данных о других геологических комплексах. Кроме того, одни и те же магматические серии и формации могут формироваться в различных геодинамических условиях, а в пределах одной геодинамической обстановки могут образовываться различные магматические серии и формации. Например, бимодальные серии с антидромной последовательностью магматизма характерны как для континентальных рифтов, так и для задуговых бассейнов, закладывающихся на коре континентального типа. Известково-щелочная серия магматических пород встречается в самых разнообразных геодинамических обстановках: континентальных рифтах, островных дугах, задуговых бассейнах, активных окраинах Андского типа, коллизионных зонах. В этом случае важно проследить эволюцию магматизма, выделить как разновозрастные вертикальные, так и разновозрастные латеральные ряды магматических серий и формаций.

Петрологические и геохимические исследования играют первостепенную роль в геодинамическом анализе. Их совместное рассмотрение определяется двумя причинами: 1) корректное использование геохимической информации требует учета петрографических особенностей магматических пород; 2) современные петрологические модели построены с привлечением данных по поведению всего комплекса химических компонентов в процессах магматического петрогенезиса.

Важность петролого-геохимической информации определяется тесной связью магматических процессов с глубинным тепломассопереносом на границах плит и внутри них, а также с консервативностью петрографических и геохимических характеристик горных пород, отражающих РТ условия и флюидный режим в период магмогенезиса.

ГЛАВА 12

ПРИМЕНЕНИЕ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

12.1. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВК

Детальное изучение химического состава магматических образований, а также минералов из них позволяет достаточно уверенно разделить одни и те же серии магматических пород, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках. В качестве индикаторов используются все типы элементов: порообразующие, рассеянные микроэлементы, редкие земли, а также соотношения изотопов.

Как уже отмечалось в первой части, наибольшее распространение получили диагностические диаграммы (ДД). В самом начале ДД строились чисто эмпирическим путем. Позднее работами многих исследователей под них была подведена и теоретическая база для эмпирических построений. Практика применения ДД к анализу геодинамических обстановок показала, что более информативными являются редкие элементы и именно на их основе построено большинство относительно надежных диагностических диаграмм. Элементы, используемые в ДД, должны быть нечувствительными ко вторичным изменениям, их содержания определяются с достаточной точностью и хорошей воспроизводимостью, а вариации в концентрациях для образцов пород из различных геодинамических обстановок должны быть существенно выше, чем в образцах внутри одной обстановки (Pearce, Cann, 1973).

В настоящее время различными авторами предложено достаточно большое количество ДД, привести которые в рамках краткого пособия не представляется возможным. Некоторые из них упомянуты в предыдущих главах. Наиболее полный перечень ДД, их описание и анализ можно найти в методическом руководстве «Основы геодинамического анализа при геологическом картировании» (1997).

При интерпретации диагностических диаграмм следует строго выполнять следующие правила.

1. Не использовать диагностические диаграммы, построенные авторами для интрузивных пород, для анализа геодинамических условий образования эффузивных пород и наоборот.

2. Необходимо строго следовать указанным авторами ограничениям по кремнекислотности, щелочности, магнезиальности и т. д., а также серийной принадлежности пород.

3. Не применять диагностические диаграммы для восстановления геодинамических обстановок формирования магматитов, метаморфизованных выше РТ-уровня начала процессов гранитизации (в большинстве метаморфических комплексов это уровень выше фации эпидотовых амфиболитов, реже плагиоклазовых амфиболитов).

Следует помнить, что только при корректном использовании диагностических диаграмм можно рассчитывать на достоверные результаты. К сожалению, как можно судить по публикациям в отечественной литературе, эти правила зачастую нарушаются. Особенно широко используются диагностические диаграммы, предназначенные для гранитов, в отношении не только риолитов, но и всего спектра вулканитов вплоть до базальтов и, наоборот, на диаграммы для базальтов наносятся фигуративные точки состава как интрузивных, так и эффузивных пород во всем диапазоне кремнекислотности от основных до кислых. Серийная принадлежность магматитов часто вообще не указывается, хотя авторы диаграмм, как правило, отмечают это либо в текстах, описывающих ДД, либо в названии полей на диаграммах. Например, на диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$, построенной только для океанических базальтов (Mullen, 1983), выделены отдельные поля для толеитовых (OIT — *oceanic island tholeiite*) и щелочных (OIA — *oceanic island alkalic*) базальтов океанических островов, а также толеитовых (IAT — *island arc tholeiite*) и известково-щелочных (CAB — *island arc calc-alkaline basalts*) базальтов внутриокеанических (энсиматических) островных дуг (рис. 12.1). При этом помним, что щелочные базальты в понимании зарубежных авторов включают в себя как собственно щелочные, так и субщелочные разности в трактовке отечественных исследователей. На диаграмме Zr-Nb-Y (Meschede, 1986) выделены поля внутриплитных субщелочных и щелочных (WPA — *within plate alkalic*) и толеитовых (WPT — *within plate tholeiite*) базальтов, а поля для базальтов островных (VAB — *volcanic arc basalt*) дуг даны

без указания их сериальной принадлежности (рис. 12.2). Следует отметить, что нередко в отечественной литературе, в том числе и в некоторых учебных пособиях, можно встретить искаженную интерпретацию и измененные названия полей на авторских диаграммах, что недопустимо. Например, название поля OIA (щелочные базальты океанических островов в авторском варианте Е. Д. Муллена) переводится как «андезиты океанических островов».

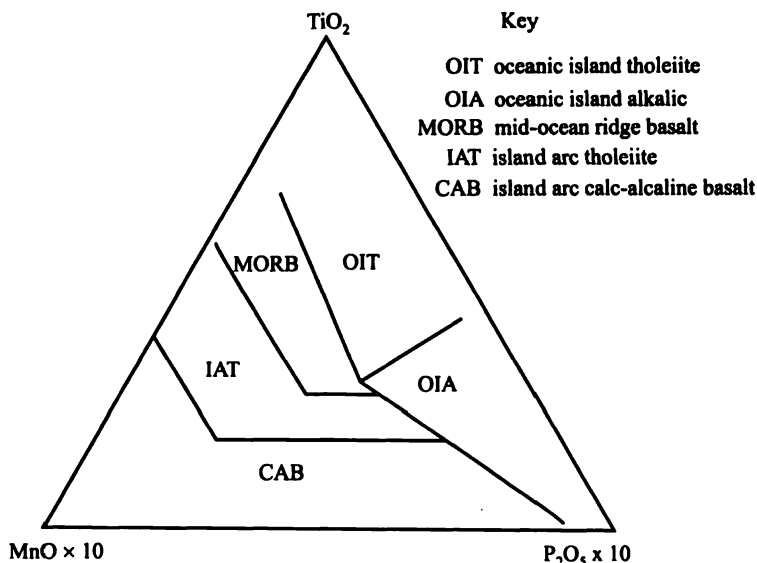


Рис. 12.1. Авторская (Mullen, 1983, рис. 1, стр. 54) TiO_2 - MnO - P_2O_5 тектономагматическая дискриминационная диаграмма для океанических базальтовых пород. Пояснения в тексте

Часто магматические породы, особенно базальты срединно-океанических хребтов, окраинных морей оказываются существенно измененными за счет взаимодействия с морской водой, при этом происходит их обогащение K, Rb, Sr, ^{87}Sr , U, Cs, а концентрации легких REE могут как возрастать, так и понижаться (Сондерс, Тарни, 1987). Еще большие изменения химизма магматитов происходят при метаморфизме. Вопреки распространенному мнению об изохимическом характере метаморфизма, при его процессах заметно меняются

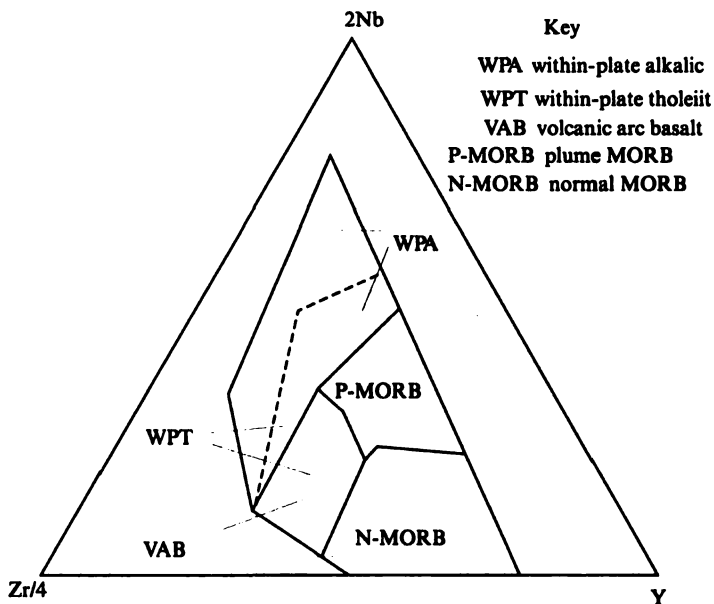


Рис. 12.2. Авторская (Meschede, 1986, рис. 1, стр. 211) 2Nb-Zr/4-Y тектономагматическая дискриминационная диаграмма для базальтовых пород.
Пояснения в тексте

содержания не только летучих (H_2O , CO_2 , CH_4 , O_2 , Cl_2 , F_2 и др.), но и петрогенных (особенно щелочных и щелочноземельных) компонентов — Na_2O , K_2O , CaO и др.), а также редких элементов (Петрография, ч. III, 1986). Примером аллохимического метаморфизма является спилитизация базальтов и глаукофановый метаморфизм, сопровождающиеся выносом кальция и привносом натрия. Иногда основные породы, слагающие дайки, силлы, мощные потоки из-за более низкой проницаемости для метаморфогенных флюидов (особенно в центральных частях тел) могут сохранить химизм, близкий к исходному. В этих случаях магматиты как правило не теряют и свои текстурно-структурные признаки. Гранитизация приводит к наиболее существенному изменению химического состава пород, при этом происходит их дебазификация с выносом магния, кальция, титана, железа, хрома, никеля, хотя общая железистость пород

$[(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}]$ возрастает. Поэтому использование ДД для глубокометаморфизованных магматических пород вряд ли приведет к достоверным выводам об их геодинамической природе.

12.2. МУЛЬТИЭЛЕМЕНТНЫЕ ДИАГРАММЫ И СПЕНТРЫ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

Поскольку ДД в большинстве случаев по количеству используемых элементов являются бинарными, тройными или, в редких случаях, четверными, на них отражается только некоторая часть особенностей геохимии магматитов. П. Е. Холм (Holm, 1985) впервые ввел в практику геодинамического анализа мультиэлементные диаграммы, так называемые спайдер-диаграммы, которые работают существенно лучше обычных ДД. В данном виде диаграмм содержания достаточно большого количества элементов **нормализуются** по составу некоторого эталона: примитивной мантии, хондрита, нормального базальта или гранита срединно-океанических хребтов (N-MORB, ORG), континентальной коры и т. д. Наиболее часто используемые эталоны приведены в таблицах 12.1 и 12.2. Часто авторы спайдер-диаграмм используют различные элементы, их количество и взаимное расположение, так что графики распределения микроэлементов для одного и того же образца могут существенно различаться. На диаграммах для отдельных элементов могут появиться или исчезнуть определенные минимумы и максимумы, а сам график может существенно изменить свое положение относительно горизонтальной линии, соответствующей эталону. В связи с этим **необходимо в публикациях и отчетах обязательно делать ссылки на авторов как диаграмм, так и эталонов, по которым производится нормализация.**

Выводы о палеогеодинамических обстановках формирования магматитов делаются на основании визуального сравнения линий спайдер-диаграмм с эталонными для определенных обстановок, при этом учитываются общие тренды линий, величины и знаки отклонения отдельных элементов от некоторого общего диагностического тренда и т. д.

Наиболее удачной, на наш взгляд, является диаграмма А. Д. Сондерса и Дж. Тарни (1987), в которой элементы расположены

Таблица 12.1. Наиболее часто используемые эталоны нормальных и обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Эта- лон	N-MORB	N-MORB	N-MORB	N-MORB	E-MORB	E-MORB	E-MORB	OIB
Cs	—	0,007	—	—	—	—	0,063	0,387
Rb	1	0,56	2	2	4,4	6,3	5,04	31
Ba	12	6,3	20	30	70	75	57	350
Th	0,2	0,12	0,2	0,14	0,59	0,67	0,6	4
K	830	600	1246	1328	1494	3155	2100	11959
Ta	0,17	0,132	0,18	0,09	0,68	0,87	0,47	2,7
Nb	2,5	2,33	3,5	1,6	11,5	17,7	8,3	48
La	3	2,5	—	1,84	6,1	8,4	6,3	37
Ce	10	7,5	10	6,45	18,6	23,1	15	80
Sr	136	90	120	112	103	173	155	660
Nd	8	7,3	—	6,88	13,9	16,1	9	38,5
P	570	510	524	434	836	—	—	2732
Hf	2,5	2,05	2,4	1,8	3,1	3,2	2,03	7,8
Zr	88	74	90	62	116	130	73	280
Sm	—	2,63	3,3	2,59	4,71	5,02	2,6	10
Eu	1,2	1,02	—	0,98	—	—	0,91	3
Ti	8400	7600	8992	—	10431	11750	6000	17232
Tb	0,71	0,67	—	0,71	0,97	0,93	0,53	—
Y	35	28	30	26	41,8	35,9	22	29
Yb	3,5	3,05	3,4	2,77	3,94	3,21	2,37	2,16
Tm	—	0,456	—	0,43	—	—	0,356	—
Lu	—	0,455	—	0,45	—	—	0,354	0,3
Cr	290	290	—	326	317	122	46	150
Ni	138	—	—	140	106	48,4	32	100

Примечание. 1–4 – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; 5–7 – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, 8 – щелочной базальт океанических островов. Данные по: 1 – Tarney et al., 1981; 2, 7, 8 – Sun, McDonough, 1989; 3 – Pearce, 1983; 4–6 – Walker, 1991.

Таблица 12.2. Наиболее часто используемые эталоны примитивной мантии и хондрита для нормализации химического состава магматических пород

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
Эта- лон	PM	PM	PM	PM	Хон- дрит	Хон- дрит	Хон- дрит	Хон- дрит
Cs	0,032	0,019	0,023	0,018	0,187	—	—	0,188
Rb	0,635	0,86	0,635	0,55	2,3	0,35	1,88	2,32
Ba	6,989	7,56	6,99	5,1	2,34	9,6	3,6	2,41
Th	0,085	0,096	0,084	0,064	0,0294	0,042	0,04	0,029
U	0,021	0,027	0,021	0,018	0,0081	—	—	0,008
K	250	252	240	180	558	120	850	545
Ta	0,041	0,043	0,041	—	0,0142	0,02	0,022	0,014
Nb	0,713	0,62	0,713	0,56	0,246	0,35	0,56	0,246
La	0,687	0,71	0,708	0,551	0,2347	0,329	0,328	0,237
Ce	1,775	1,9	1,833	1,436	0,6032	0,865	0,865	0,612
Sr	21,1	23	21,1	17,8	7,8	11,8	10,5	7,26
Nd	1,354	1,29	1,366	1,607	0,4524	0,63	—	0,467
P	95	90,4	—	—	1220	46	500	1220
Hf	0,309	0,35	0,309	0,27	0,104	0,2	0,19	—
Zr	11,2	11	11,2	8,3	3,94	6,84	9	3,87
Sm	0,444	0,385	0,444	0,347	0,1471	0,203	0,203	0,153
Eu	0,168	—	—	0,131	0,056	—	—	—
Ti	1300	1200	1280	960	436	620	610	445
Tb	0,108	0,099	0,108	0,087	0,0363	0,052	—	—
Y	4,55	4,87	4,55	3,4	1,56	2	5,21	1,57
Yb	0,493	—	—	0,372	0,1625	0,22	—	—
Lu	0,074	—	—	0,057	0,0243	—	0,034	—

Примечание. 1–4 – примитивная мантия: 1 – Sun, McDonough, 1989; 2 – Wood et al., 1979; 3 – McDonough et al., 1991; 4 – Taylor, McLennan, 1985; 5–8 – хондриты: 5 – Anders, Grevesse, 1989; 6 – Thompson et al., 1984; 7 – Wood et al., 1979; 8 – Sun, McDonough, 1989.

в порядке убывания степени их некогерентности, разделены на КИР и ВЗИ группы, а в качестве эталона выбран N-MORB. На данной диаграмме разделение базальтов различных геодинамических обстановок отражается наиболее наглядно.

Диаграммы распределения редких земель (REE) также очень широко используются в практике геодинамического анализа. Нормализация проводится по составу хондрита (хондритового метеорита), поскольку считается, что он представляет собой недифференцированное протопланетное вещество. В литературе приводятся эталоны хондритов, различающихся концентрациями редких земель (табл. 12.3), поэтому **ссылка на стандарт, по которому проведена нормализация, обязательна. В спектрах REE порядок расположения элементов строго задан и соблюдается всеми исследователями.** В том случае, когда в образце определены концентрации не всех REE, на графиках следует оставлять пропуски для отсутствующих элементов. Иногда это требование авторами не соблюдается, спектры приводятся укороченными, что недопустимо, поскольку существенно затрудняет их сравнение с другими графиками.

12.3. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ АНАЛИЗА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Анализ особенностей химического состава магматических пород обычно начинается с построения классификационных диаграмм, при этом используются соотношения оксида кремния и суммы щелочных оксидов ($\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). В литературе они известны под названием TAS (*total alkaline-silica*) диаграмм. Существует несколько вариантов подобных диаграмм, при этом важно помнить, что для интрузивных и эффузивных магматических пород существуют отдельные их разновидности (Петрографический кодекс, 1995; Cox et al., 1979 и др.). Далее следует установить тип щелочности по соотношениям $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$. Для анализа палеогеодинамических условий проявления магматизма петрогенные оксиды используются редко, однако подобные типы ДД существуют (Pearce, 1976; Миронов, 1990 и др.), и при отсутствии другого аналитического материала можно их использовать. Следующим шагом необходимо определить серийную принадлежность магматитов.

Таблица 12.3. Содержания REE в хондритах, используемые для нормализации

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	0,237	0,30	0,34	0,33	0,378	0,329	0,245	0,31	0,367	0,708	0,329
Ce	0,612	0,84	0,91	0,88	0,976	0,865	0,637	0,808	0,957	1,833	0,865
Pr	0,95	0,12	0,12	0,112	—	—	0,096	0,122	0,137	0,278	0,13
Nd	0,467	0,58	0,64	0,6	0,716	0,63	0,473	0,6	0,711	1,366	0,63
Sm	0,153	0,21	0,195	0,181	0,23	0,203	0,154	0,195	0,231	0,444	0,203
Eu	0,058	0,074	0,073	0,069	0,087	0,077	0,058	0,074	0,087	0,168	0,077
Gd	0,2055	0,32	0,26	0,249	0,311	0,276	0,204	0,259	0,306	0,595	0,276
Tb	0,0374	0,049	0,047	0,047	—	—	0,037	0,047	0,058	0,108	0,0498
Dy	0,2540	0,31	0,3	—	0,39	0,343	0,254	0,322	0,381	0,737	0,343
Ho	0,0566	0,073	0,078	0,07	—	—	0,056	0,072	0,0851	0,163	0,077
Er	0,1655	0,21	0,02	0,2	0,255	0,255	0,166	0,21	0,249	0,479	0,225
Tm	0,0255	0,033	0,032	0,03	—	—	0,026	0,032	0,0356	0,074	0,0352
Yb	0,17	0,17	0,22	0,2	0,249	0,22	0,17	0,209	0,248	0,48	0,22
Lu	0,0254	0,031	0,034	0,034	0,039	0,034	0,025	0,032	0,0381	0,074	0,0339

Данные no: 1 — Graham, Nicholls, 1969; 2 — Sun, McDonough, 1989; 3 — Wakita et al., 1971; 4 — Haskin, 1968; 5 — Masuda et al., 1973; 6 — Nakamura, 1974; 7 — Evensen et al., 1978; 8 — Bard, 1970; 9 — Taylor, McLennan, 1985; 10 — McDonough et al., 1991; 11 — Sun, 1982.

Для этого существует достаточно большое количество диаграмм, некоторые из которых приведены в первой части пособия.

Приступать к построению и анализу ДД следует только после тщательного обдумывания всех сторон задачи исследования. Важно определить: какие элементы могли изменить свои концентрации при наложении на магматические породы более поздних процессов; какое место занимают исследуемые комплексы в вертикальном и латеральном рядах определенных серий, формаций, и многое другое.

Следует помнить, что ДД являются только вспомогательным аппаратом восстановления палеогеодинамических условий проявления магматизма, при этом главными остаются данные региональных геологических исследований. Далее строятся и анализируются мультиэлементные графики, спектры REE, диаграммы соотношения изотопов. Важная индикаторная роль принадлежит также химическим составам минералов (пироксенов, оливинов, шпинелей) особенно в перидотитах. Совокупность всей полученной информации при условии корректного построения и использования широкого круга разнообразных типов диаграмм, учета геологического строения может привести исследователя к наиболее достоверной оценке геодинамических условий формирования магматитов.

При палеогеодинамическом анализе важно учитывать также общий планетарный эволюционный тренд, отражающий систематические различия в магматических сериях и формациях разных геологических эпох, что является следствием прогрессирующего деплетирования мантии некогерентными элементами, направленного на изменения флюидного режима в связи с дегазацией Земли и др. Как отмечают И. И. Абрамович и др. (1997), наиболее существенным явлением является термическая деградация недр, которая ведет к закономерному сокращению длительности тектоно-магматических циклов, изменению распространенности геодинамических обстановок, редуцированию и даже выпадению некоторых магматических серий и формаций, например коматиитовых. В целом происходят сокращение магматитов с более высокотемпературными параметрами первичной магмогенерации и возрастание объемов пород с высоким содержанием калия и родственных ему элементов.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович И.И., Залепугин Н.В., Аплонов С.В. и др. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. 518 с.

Абрамович И. И., Засеев В. Г. Шолевая тектоника и кайнозойский магматизм Малого Кавказа // Геодинамика Кавказа. Л.: Недра, 1989. С. 170–182.

Абрамович И. И., Гельтман Л. С., Засеев В. Г. и др. Петрохимические исследования при палеогеодинамических реконструкциях / ВСЕГЕИ. Л., 1991. 99 с.

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.

Артамонов А. В., Золотарев Б. П. Вулканизм внутриплитных поднятий Индийского океана и гипотеза «горячих точек» // Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Изд-во БНЦ СО РАН. Улан-Удэ, 2006. С. 100–103.

Багдасаров Ю. А., Гусев Г. С., Гущин А. В. и др. Металлогения магматических комплексов внутриплитных геодинамических обстановок. М.: ГЕОС, 2001. 640 с.

Балашов Ю. А., Царев С. Е., Федотов Ж. А. Влияние гетерогенности литосферы и тектоники плюмов на формирование супергигантских рудоносных щелочных комплексов // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 23–26.

Барт Т. Теоретическая петрология. М.: Иностранная литература, 1956. 414 с.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.

- Билибин Ю.А.* Избранные труды. Т. 2. М.: АН СССР, 1959. 498 с.
- Богатилов О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др.* Магматические горные породы. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 374 с.
- Богатилов О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др.* Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Богатилов О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука. 1990. 312 с.
- Божко Н. А.* Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 33–40.
- Бондаренко Г. Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра наук. М., 2004. 46 с.
- Бочкарев В. С.* Геодинамическое соотношение областей аркогенеза, тафрогенеза и плюм-тектоники // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 68–71.
- Бочкарев В. В., Язева З. Г.* Коллизия островной дуги и континента — индикаторные магматические формации варисцид Урала // Геотектоника. 2001. № 1. С. 73–83.
- Браунлоу А. Х.* Геохимия. М.: Недра, 1985. 331 с.
- Бубнов С. Н.* Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа: Автореф. дисс... канд. наук. М., 2003. 27 с.
- Веселовский Р. В., Шацлло А. В., Паверман В. И.* Новые изотопные и палеомагнитные данные по рифейским интрузивным телам западного склона Анабарского поднятия (Северная Сибирь) // Планета Земля: актуальные вопросы геологии глазами молодых ученых и студентов. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 20–24.
- Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Руднев С. Н., Хромых С. В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С.1321–1338.
- Владыкин Н. В.* Геология и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 123–135.
- Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др.* Харчинский и Заречный вулканы — уникальные центры позднеплейстоценовых

магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4–5. С. 5–18.

Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.: ГЕОС, 1999. 362 с.

Геодинамические реконструкции. Методическое пособие для региональных геологических исследований. Л.: Недра, 1989. 278 с.

Геотраверс Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Марианский желоб / Отв. ред. А. Г. Родников и др. М.: Наука, 1991. 150 с.

Горбачев Н. С. Экспериментальное исследование базальтовой системы при 1400 °С и 60 кбар // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 3. С. 365–368.

Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 286 с.

Грачев А. Ф., Девяткин Е. В. Предрифтовый тектонический режим // Разведка и охрана недр, 1997. Т 1. С. 4–10.

Грачев А. Ф. Мантийные плюмы и геодинамика // Вестн. ОГГГН РАН. 1998. № 3. С. 129–158.

Демина Л. И., Симонов Д. А. Вулканиты как индикаторы процесса континентальной коллизии // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 793–796.

Демина Л. И., Короновский Н. В. Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии // Известия секции наук о Земле РАЕН. 1998. № 1. С. 106–121.

Демина Л. И., Промыслова М. Ю. Влияние процессов дегидратации на геодинамику коллизионных зон // Коллизионная стадия развития подвижных поясов. Тез. докл. междунар. научн. конф. (VI чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург. 2000. С. 37–38.

Дмитриев Л. В. Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 340–362.

Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Рейснер М. Г. и др. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 43–108.

Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Данюшевский Л. В. и др. Сегментация Срединно-Атлантического хребта и ее связь с давлением кристаллизации и содержанием воды в базальтовых расплавах // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 26–54.

Добрецов Н. Л., Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. и др. Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР, серия геология. 1991. С. 141–146.

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика // Изд-во СО РАН. Новосибирск, 2001. 406 с.

Добрецов Н. Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1243–1261.

Дубинин Е. П., Ушаков С. А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 292 с.

Дударев А. И., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г. и др. Теплообмен в магматических процессах. Новосибирск: Наука, 1972. 124 с.

Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология рудных месторождений, 1967. № 5. С. 75–89.

Жариков В. А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1996. № 4. С. 3–12.

Захаров В. С. Тепловой режим и динамика коллизионной зоны: результаты моделирования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1999. № 2. С. 18–23.

Золотухин В. В., Симонов В. А., Альмухамедов А. И. и др. Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1339–1348.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. Л. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с. Т. 2. 334 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

Зубин М. И., Шеймович В. С. О содержании K_2O в вулканитах в связи с геоструктурными особенностями Южной Камчатки // Докл. АН СССР, 1979. Т. 246. № 5. С. 1195–1198.

Иванов А. В. Водонасыщенный слой в переходной зоне мантии и объемный внутриплитный магматизм: пример сибирских траппов // Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии / Изд-во БНЦ СО РАН. Т. 1. Улан-Удэ. 2006. С. 17–19.

Иванов Д. А., Бубнов С. Н., Волкова В. М. и др. Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // *Геохимия*. 1993. № 3. С. 343–352.

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. 206 с.

Кенгерли Т. Н. Новая интерпретация геолого-тектонического строения Юго-Западного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки. Севкавказгеология, 1995. С. 302–304.

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.

Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Тр. IV Всесоюз. петрограф. совещ. М.: Наука, 1972. С. 152–153.

Коржинский Д. С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973. № 12. С. 3–6.

Коржинский Д. С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. Ч. I. М.: МГУ, 1976. С. 269–287.

Короновский Н. В., Демина Л. И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН, 1996. Т. 350. № 4. С. 519–522.

Короновский Н. В., Демина Л. И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.

Короновский Н. В., Демина Л. И. Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа // Труды ГИН. Вып. 565. Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 370–391.

Короновский Н. В., Демина Л. И. Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–276.

Крылов К. А., Луцицкая М. В. Кислый магматизм в аккреционных структурах Коряки, Камчатки и Аляски // Геотектоника. 1999. № 5. С. 35–51.

Крылов К. А., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Аккреция океанических комплексов в Корянском нагорье // История геологического развития территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 111–120.

Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 392 с.

Кузнецов М. Ф. Глубинное строение и основные этапы геологической истории Тунгусского вулканория // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири / ВостСибНИИГиМС. Иркутск, 1974. С. 22–25.

Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.

Курчапов А. М. Зональность орогенных вулканитов Казахстана. М.: Наука, 1984. 185 с.

Кутолин В. А., Широких В. А. Петрологические и металлогенические следствия конвекции вещества мантии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2005. С. 372–374.

Куширо И. Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг // Петрология. Т. 9. Доклады 27-го МГК. М.: Наука, 1984. С. 122–131.

Лейченко Г. Л., Гусева Ю. Б., Гандюхин В. В. и др. История геодинамического развития, осадконакопления и изменений природной среды в районе моря Содружества — плато Кергелен, Восточная Антарктика (Проект МПГ 2007–2008) // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 362–365.

Леонов Ю. Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.

Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43. № 4. С. 291–307.

Летников Ф. А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1262–1269.

Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.

Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон). // Геотектоника, 1983. № 2. С. 3–15.

Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.

Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Наука, 1983. 194 с.

Ломизе М. Г. Анды как периферический ороген распадающейся Пангеи // Геотектоника. 2008. № 3. С. 51–72.

Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

Львова Е. В. Трапповые провинции Тунгусской синеклизы и бассейна Парана-Этендека: опыт сравнения // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 6. С. 3–19.

Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 309 с. Т. 2. 279 с.

Мамырин Б. А., Толстихин И. Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 224 с.

Маракушев А. А. К проблеме генезиса вулканических серий горных пород // Вестн. МГУ. 1983. Сер. 4, Геология. № 5. С. 3–18.

Маракушев А. А. Петрогенезис и структурная эволюция земной коры // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 4. С. 6–24.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. М., 1971. С. 513–514.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. Вып. IV. М.: Наука, 1974. С. 102–130.

Маракушев А. А., Русинов В. А., Зотов И. А. и др. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 483–501.

Матвеенков В. В., Альмухамедов А. И., Костоглодов В. В. Вариации химического состава низкокалийевых толеитов из рифтовых зон с различными скоростями спрединга // ДАН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 698–701.

Меланхолина Е. Н. Типы задуговых бассейнов востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты // Геотектоника. 1998. № 6. С. 34–50.

Мельников О. А. О некоторых глобальных проблемах геотектоники и их решении // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 425–429.

Меляховицкий А. А. Реология верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по данным изучения мантийных ксенолитов в базальтах // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 95–97.

Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 279 с.

Миронов Ю. В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.

Миронов Ю. А., Ельянова Е. А., Зорина Ю. Г. и др. Вулканизм и океанское колчеданнообразование. М.: Научный мир, 1999. 176 с.

Миронов Ю. В., Ряховский В. М., Пустовой А. А. Магматизм океанов: структурный контроль и неоднородности планетарного масштаба // Проблемы геологии континентов и океанов. Магадан: КОРДИС, 2001. С. 86–96.

Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с. ш. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 140–153.

Наумов В. Б., Коваленко В. И., Бабинский А. Д. и др. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 798–808.

Никишин А. М. Тектонические обстановки, внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 364 с.

Никогосян И. К. Петрология и геохимия первичных магм толеитовой и субщелочной серий Гавайских островов и острова Реюньон. Автореф. дисс... канд. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1990. 27 с.

Основы геодинамического анализа при геологическом картировании / Сост. И. И. Абрамович и др. МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО. 1997. 518 с.

Паланджян С. А. Петрохимические типы перидотитовых комплексов офиолитов различных геодинамических обстановок. Автореф. дис. ... д-ра наук. М., 1991. 45 с.

Пейве А. А. Линейные вулканические поднятия в океанах — возможные механизмы образования // Геотектоника. 2007. № 4. С. 40–37.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

Петрография. Часть III / Под ред. А. А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1986. 288 с.

Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 127 с.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. с. 198 с.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.

Пискунов Б. Н., Абдурахманов А. И., Ким Чун Ун. Корреляция состав-глубина и положение магматических очагов Курильских вулканов // Докл. АН СССР, 1979. Т. 244. № 4. С. 937–940.

Пирс Дж. А., Липпард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонами субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

Покровский Б. Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.

Поляков Г. В., Нгуен Чонг Иен, Балыкин П. А. и др. Новые данные по ультракалиевым основным породам Северного Вьетнама — коки-там // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 148–158.

Попов В. С. Смещение лав при формировании новейших вулканитов Кавказа // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 3–23.

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.

Пустовой А. А., Миронов Ю. В., Ряховский В. М. Изотопная сегментация срединно-океанических хребтов и «горячие точки» // Проблемы геологии континентов и океанов. Магадан: КОРДИС, 2001. С. 107–115.

Пучков В. Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.

Пуцаровский Ю. М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.

Раст Х. Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 379 с.

Расчленение и корреляция магматических и метаморфических образований при крупномасштабном геологическом картировании. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 93 с.

Розен О. М., Федоровский В. С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.

Руженцов С. В., Бялобжеский С. Г., Григорьев В. Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.

Румянцева Н. А. Вулканические формации, серии, геохимические типы: соотношения, принципы классификации // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. I. Сыктывкар. 2000. С. 182–184.

Рундквист Д. В., Ряховский В. М., Миронов Ю. М. и др. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов // Геохимия. 2000. Т. 370. № 2. С. 223–226.

Смирнова Т. Г., Бережнова О. Ф., Елисеева Л. К. Некоторые данные о глубинном строении земной коры Тунгусской синеклизы // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири / Вост-СибНИИГиМС. Иркутск, 1974. С. 19–22.

Сейферт К. К. Мантийные плюмы и горячие точки // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 19–38.

Соколов С. Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

Соколов С. Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.

Сондерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–103.

Станкевич Е. К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 232 с.

Сухов А. Н., Богданов Н. А., Чехович В. Д. Геодинамика и палеогеография Северо-Западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника. 2004. № 1. С. 73–86.

Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси.: Изд-во АН Груз. ССР, 1958. 368 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Иностранная литература, 1961. 340 с.

Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.

Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск.: Наука, 1974. 88 с.

Фельдман И. С. Дегидратация и электропроводность: Предпосылки и следствия // Геофиз. предпосылки и следствия дегидратации земной коры: Тез. докл. Междунар. совещ. М.: ИО РАН, 1996. С. 14–16.

Филатова Н. И. Меловой-палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979. № 5. С. 98–115.

Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 250 с.

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 319 с.

Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.

Хаин В. Е. Псевдосубдукция и ее роль в развитии орогенных поясов // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. II. Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С. 270–271.

Хаин В. Е., Лимонов А. Ф. Региональная геотектоника. ГЕРС. Тверь, 2004. 270 с.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

Шацкий Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избранные труды. М.: Недра, 1965. 348 с.

Швеллер У. Дж. Островные дуги // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М.: Мир, 1991. С. 165–176.

Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198–241.

Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 304 с.

Ширай Е. П., Филатов Е. И., Гусев Г. С. и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео, 1999. 436 с.

Ширинян К. Г. Вопросы типизации вулканических комплексов Армении в зависимости от глубинных процессов становления магматических расплавов // Проблема генезиса магматических и метаморфических пород. СПб., 1998. С. 154–155.

Шкодзинский В. С. Роль ротационных сил в эндогенных геологических процессах // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы Международной научной конференции. Екатеринбург, 2007. С. 375–377.

Шульц С. С., Эргашев Ш. Э., Гвоздев В. А. Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1991. 144 с.

Щека С. А., Кулинич Р. Г., Высоцкий С. В. Новые данные по геологии разломов Паресе-Вела и Центральный в Филиппинском море // ДАН СССР. 1986. Т. 2. С. 417–421.

Anderson D. L. Superplumes or supercontinents? // *Geology*. 1994. V. 22. P. 39–42.

Anderson D. L. The eclogite engine: chemical geodynamics as a Galileo thermometer // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2007. V. 430. P. 47–65.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 197–214.

Arculus R. J., Pearce J. A., Murton B. et al. Igneous stratigraphy and major element geochemistry of holes 786A and 786B // *Proc. ODP. Sci. Results*. 1992. V. 125. P. 143–170.

Bailey J. C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // *Chem. Geol.* 1981. V. 32. P. 139–154.

Baker B. H., Goles G. G., Leeman W. P. et al. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachite suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya // *Contrib. Mineral. Petrol*, 1977. V. 4. P. 303–332.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.* 1975. V. 16. P. 22–56.

Bard J. P. Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Arocena metamorphic belt SW Spain // CMP. 1970. V. 28. № 2. P. 117–134.

Batiza R. Abundances, distribution and sizes of volcanoes in the Pacific ocean and implications for the origin of non-hot-spot volcanoes // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 60. P. 195–206.

Beccaluva L., Serri G. Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal their petrogenetic and original tectonic setting // Tectonophysics. 1988. V. 146. P. 291–315.

Bender J. F., Hodges F. N., Bence A. E. Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 277–302.

Bonatti E. Serpentinite protrusions in the oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 32. P. 107–113.

Bonatti E., Michael P. J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. V. 91. P. 297–311.

Brown G. M., Holland J. G., Sigurdsson H. et al. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic arc // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 785–801.

Brown L., Klein J., Middleton R. et al. ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // Nature. 1982. V. 299. P. 718–720.

Brunn J. H. La dorsale medio-atlantique et les épanchements ophiolitiques // Compt. Rendu Soc. Geol. France. V. 8. P. 234–236.

Burke K., Wilson J. T. Hot spots on the earth's surface // Sci. Amer. 1976. V. 235. P. 46–57.

Butler R. F. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes // Boston: Blackwell Sci. Publ., 1992. 319 p.

Campbell J. H., Griffiths R. W. Implication of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 99. P. 73–93.

Chen C. Y., Frey F. A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkaline basalt // Nature. 1983. V. 302. P. 785–789.

Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 1212–1222.

Cooper A. K., Marlow M. S., Scholl D. W. et al. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // *Tectonics*. 1992. V. 11. № 4. P. 719–731.

Cox K. J., Bell J. D., Pankhurst R. J. The Interpretation of Igneous Rocks. 1979. Allen and Unwin. London, 450 p.

Cox K. G., Charnley N., Gil R. C. O. et al. Alkali basalt from Shugra, Yemen: magmass generated in the crust-mantle transition zone? // *Magmatic processes and Plate tectonics*. 1993. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. V. 76. P. 443–453.

Crawford A. G., Becalluva L., Serri G. Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and origin of boninites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 54. P. 346–356.

Dalziel I. W. D., De Wit M. J., Palmer K. F. Fossil marginal basin in the southern Andes // *Nature*. London, 1974. V. 250. P. 291–294.

Davies J. Y., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85–102.

Dewey J. F. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries // *Geol. Assoc. Can. Spec.* 1980. Pap. 20. P. 553–575.

Dewey J. F. Extensional collapse of orogens // *Tectonics*. 1988. V. 7. P. 1123–1139.

Dickinson W. R. Potash-depth (K-H) relations in continental margin and intra-ocean magmatic arcs // *Geology*. 1975. V. 3. P. 53–56.

Drummond M. S., Defant M. J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archaean to modern compositions // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 21503–21521.

Drummond M. S., Defant M. J., Kepezhinskas P. K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Trans. Roy. Soc.* 1996. Edinburgh. Earth Sciences. V. 86. P. 205–215.

Duncan R. A. Age distribution of volcanism along aseismic ridges in the eastern Indian Ocean // *ODP Sci. Res.* 1991. V. 121. P. 507–517.

England P. C., Thompson A. B. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism. I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrology*. 1984. V. 25. Part 4. P. 894–928.

Ernst R. E., Buchan K. L. Giant Radiating Dyce Swarms: Their Use in Identifying Pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and Mantle

Plumes // Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophys. U. Washington, 1997. P. 297–333.

Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 1199–1212.

Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rock: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chichester: Wiley. 1982. P. 26–87.

Fedorenko V. A., Gramanske G., Zen'ko E. et al. Field and Geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks // *International Geology Review*. V. 42. 2000. P. 769–804.

Floyd P. A. Oceanic islands and seamounts // *Oceanic basalts*. Blackie. Glasgow; London, 1991. P. 174–218.

Frey F. A., Green D. H., Roy S. D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South-Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // *J. Petrol.* 1978. V. 73. P. 287–310.

Frey F. A., Coffin M. F., Wallace P. J. Kerguelen Plateau- Broken Ridge – large igneous province // *Proc. ODP. Sci. Results*. 2003. V. 183. P. 1–48.

Fryer P. A synthesis of Leg 125 drilling of serpentinite seamount on the Mariana and Izu-Bonin forearcs // *Proc. ODP. Sci. Results*, 1992. V. 125. P. 593–614.

Fujii T., Scarfe C.M. Compositions of liquid coexisting with spinel hercynite at 10 kbar the genesis of MORB's // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 90. № 1. P. 18–28.

Garland F. E., Turner S. P., Hawkesworth C.J. Shifts in the source of Parana basalts through time // *Lithos*. 1996. V. 37. P. 223–243.

Geology and geophysics of the Japan Sea. Tokyo: Terra Sci. Publ. Comp., 1996. 487 p.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics // Berlin: Springer-Verlag, 1981. 358 p.

Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y. et al. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *Geophys. J. Intern.* 2000. V. 142. P. 27–36.

Graham A. L., Nicholls G. D. Mass spectrographic determination of lanthanide element contents in basalts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1969. V. 33. P. 555–568.

Grand S. P., Van der Hilst R. D., Widiyantoro S. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. V. 7. P. 1–7.

Green D. H. Archean greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar maria // *The Archean*. Stroudsburg., 1977. Dowden, Hutchinson and Ross. P. 47–54.

Green T. H., Ringwood A. E. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1968. V. 18. P. 163–174.

Guillot S., Sigoyer J., Mascle G. et al. Transition from continental subduction to collision during the India-Asia convergence // *Abstracts. EUG 10*. Cambridge, 1999. V. 4. № 1. P. 52.

Hanan B. B., Graham D. W. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes // *Science*. 1996. V. 272. P. 991–995.

Harris C., Whittingham A. M., Milner S. C. et al. Oxygen isotope geochemistry of the silica volcanic rocks of the Etendeka-Parana province: source constraints // *Geology*. 1990. V. 18. P. 1119–1121.

Hart S. R. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle // *Nature*. London, 1984. V. 309. P. 753–757.

Hart S. R., Hauri E., Oschmann L. et al. Mantle Plumes and Entrainment: Isotopic Evidence // *Science*. 1992. V. 256. P. 517–520.

Haskin M. A. Rare earth abundances in some basic rocks // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 6085–6097.

Henry C. D., Aranda-Gomez J. J. Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range // *Tectonophysics*. 2000. V. 318. P. 1–26.

Hermance J. F. Magnetotelluric and geomagnetic deep-sounding studies in rifts and adjacent areas: constraints on physical processes in the crust and upper mantle // *Continental and oceanic rifts*. Am. Geophys. Union. Washington, 1982. P. 169–192.

Hickey R. L., Frey F. A., Gerlach D. C. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern volcanic zone of the Andes (34–41 °S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, Mantle and continental crust // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 5963–5983.

Hilde T. W. C., Lee C. S. Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation // Tectonophysics. 1984. V. 102. P. 85–104.

Hofmann A. W. Mantle geochemistry: Message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. № 6613. P. 219–228.

Holm P. E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile elements abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // Chem. Geol. 1985. V. 51. P. 303–323.

Ingersoll R. V. Tectonics of sedimentary basins // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. № 11. P. 1704–1719.

Irvine T. N., Barager W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.

Jarrard R. D. Relations among subduction parameters // Rev. Geophys., 1986. V. 24. P. 217–284.

Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 22237–22260.

Jones C. Y., Wernicke B. P., Former G. L. et al. Variations across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province Western USA // Tectonophysics. 1992. V. 213. P. 57–96.

Karig D. E. Structural history of Mariana island arc system // Bull. Geol. Soc. Am. 1971. V. 82. P. 323–344.

Kay R. W., Kay S. M. Crustal recycling and the Aleutian arc // Gechim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. N. 6. P. 1351–1360.

Kay R. W. Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system // J. Geol. 1980. V. 88. P. 497–522.

Keen C. E. The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1985. V. 80. P. 95–120.

Keen C. E., Keen M. J., Nichols B. et al. Deep seismic reflection profile across the northern Appalachians // Geology. 1986. V. 14. № 2. P. 141–145.

Kennett B. L. N., Widiyantoro S., Van der Hilst R. D. Joint seismic tomography for bulk sound and shear wave speed in the Earth's mantle // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 12469–12493.

Kent G. M., Harding A. G., Orcutt G. A. Evidence for a smaller magma chamber beneath the EPR at 9°30'N // *Nature*. 1990. V. 344. P. 650–653.

Kinsman D. J. D. Rift valley and sedimentary history of trailing continental margins // *Petroleum and Global Tectonics*. 1975. Princeton: Princeton University Press, P. 83–126.

Klaus D. E., Taylor B., Moore G. F. et al. Structural and stratigraphic evolution of Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc // *Proc. ODP Sci. Results*. 1992. V. 126. P. 555–574.

Klein E. M., Langmuir C. H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 8089–8115.

Kuno H. Lateral variation of the basalt magma type across continental margins and island arcs // *Bull. Volcanol.* 1966. V. 29. P. 195–222.

Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell. Oxford, 1989. 193 p.

Lin J., Purdy G. M., Schouten H. et al. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*, 1990. V. 344. P. 627–632.

Luhr J. F., Pies J. G., Aranda-Gomez J. J. et al. Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of Los Encinos volcanic field, Central Mexico // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 118. № 4. P. 321–339.

Manetti P., Capaldi G., Chienese S. et al. Magmatism of the eastern Red Sea margin in the northern part of Yemen from Oligocene to present // *Tectonophysics*. 1991. V. 198. P. 181–202.

Marriner G. F., Millward D. The Petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin // *J. Geol. Soc. Lond.* 1984. V. 141. P. 473–486.

Maruyama Sh. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. № 1. P. 24–34.

Masce A., Moore J. C. ODP Leg 110: tectonic and hydrologic synthesis // *Proc. ODP Sci. Results*. 1990. V. 110. P. 409–422.

Masuda A., Nakamura N., Tanaka T. Fine structures of mutually normalised rare-earth patterns of chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 239–248.

McDonough W. F., Sun S., Ringwood E. K. Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. *Roos Taylor Symposium volume*.

McKenzie D. P. Active tectonics of the Mediterranean region // Roayl Astron. Soc. Geophys. J. 1972. V. 30. P. 109–185.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geol. 1986. Vol. 56. P. 207–218.

Mitropoulos P., Tarney J., Saunders D. et al. Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks from the Aegean Island Arc // J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 1987. V. 32. P. 177–193.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. of Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.

Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.

Moore J. C. Submarine basalt from the Revillagigedo island region, Mexico // Mar. Geol. 1970. № 9. P. 331–345.

Morel J. M., Hekinian R. Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading centers // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 72. P. 425–436.

Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42–43.

Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions // Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 1972. V. 56. P. 203–213.

Muenow D. W., Liu N., Garcia M. O. et al. Volatiles in submarine volcanic rocks from the spreading axis of the East Scotia Sea back-arc basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. P. 272–278.

Mullen E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53–62.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 757–775.

Neal C. R., Mahoney J. J., Kroenke L. W. et al. The Ontong Java Plateau // Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophys. U. Washington, 1997. P. 183–216.

Nincovich D., Hayes J. Mediterranean island arcs and origin of high potassium volcanoes // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. V. 16. P. 480–490.

Ocala L. S., Meyer R. P. Crustal low velocity zone under Peru-Bolivia Altiplano // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1972. V. 30. P. 199–209.

Oxburgh E. R., Turcotte D. L. Membrane stresses and the East African Rift // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. V. 22. P. 133–140.

Pearce J. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // *J. Petrology.* 1976. V. 17. P. 15–43.

Pearce J. A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins // *Continental basalts and mantle xenoliths.* Nantwich. Shiva, 1983. P. 230–249.

Pearce J. A., Cann J. A. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 290–30.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology.* 1984. V. 25. P. 956–983.

Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.

Pearce J. A., Bender J. F., De Long S. E. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *J. of Volcanol. and Geotherm. Res.* 1990. V. 44. P. 189–229.

Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites // *Marine basin Geology.* Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1984. V. 16. P. 77–94.

Pearce J. A., Thirlwall M. F., Ingram G. et al. Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-Bonin (Ogasawara) forearc. Leg 125 // *Proc. ODP Sci. Results*, 1992. V. 125. P. 237–262.

Peate D. W. The Parana-Etendeka Province // *Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism.* American Geophys. U. Washington, 1997. P. 217–245.

Phipps S. P., Ballotti D. Rheology of serpentinite muds on Mariana-Izu-Bonin forearc // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1992. V. 125. P. 363–372.

Pollack H. N., Chapman D. S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics.* 1977. V. 38. P. 279–296.

Richards I. P., Chappell B. M., McCulloch M. T. Intraplate-type magmatism in a continental-island arc collision zone: Porgera intrusive complex, Papua New Guinea // *Geology.* 1990. V. 18. № 10. P. 958–961.

Ringwood A. E., Irifune T. Nature of the 650-km seismic discontinuity: implications for mantle dynamics and differentiation // *Nature*. 1988. V. 331. P. 131–137.

Rögnvaldsson S. Th., Gudmundsson D., Agustsson K. et al. Crustallization processes in a shallow magma chamber beneath Seydishlar, Grimsnes, Iceland // *Seismology in Europe. XXV Gen. Assemb. Reykjavik*, 1996. P. 461–466.

Rudnick R. L., Jackson I. Measured and calculated elastic wave speeds in partially equilibrated mafic granulite xenoliths: Implications for properties of an underplated lower continental crust // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 10211–10218.

Ryabchikov I. D., Schreyer W., Abraham K. Compositions of aqueous fluids in equilibrium with pyroxenes and olivines // *Contr. Mineral. Petrol.* 1982. Vol. 79. № 1. P. 80–84.

Sacks I. S. The subduction of young lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 3355–3366.

Saunders A. D., Tarney J., Kerr A. C. et al. The formation and fate large oceanic igneous provinces // *Lithos*. 1996. V. 37. P. 81–89.

Searle R. C. Evidence from gravity anomalies for thinning of the lithosphere beneath the rift valley in Kenya // *Geophys. J. Res. Astronom. Soc.* 1970. V. 21. P. 13–31.

Sharma M. Siberian Traps // *Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophys. U. Washington*, 1997. P. 273–295.

Smith A. D. A plate model for Jurassic to Recent intraplate volcanism in the Pacific Ocean Basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2007. V. 430. P. 471–497.

Stolz A. Y., Varne R., Davies G. R. et al. Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lempata sector, Sunda arc, Indonesia // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1990. V. 105. № 5. P. 585–601.

Sun S. S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 179–192.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // *Geol. Spec. Publ.* № 42. 1989. P. 313–345.

Tarney J., Sanders A. D., Matthey D. P. et al. Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific // *Phil. Trans. R. Soc., London*, 1981. V. A300. P. 263–285.

Tatsumi Y. Melting experiments on a high-magnesian andesite // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 54. P. 357–365.

Tatsumi Y. Origin of subduction zone magmas based on experimental petrology // Physical Chemistry of magma. Sprider-Verlas, 1991. V. 9. P. 268–301.

Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1986. V. 29. P. 293–309.

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.

Thompson R. N. British Tertiary volcanic province // Scott. J. Geol. 1982. V. 18. P. 49–107.

Thompson R. N., Morrison M. A., Hendry G. L. et al. An assessment of the relative roles of the crust and mantle in magma genesis: an elemental approach // Phil Trans. R. Soc. London, 1984. V. A310. P. 549–590.

Thorpe R. S., Francis P. W., Harmon R. S. Andean andesites and continental growth // Phil. Trans R. Soc. London, 1981. V. A301. P. 305–320.

Thorpe R. S., Francis P. W., O'Callaghan L. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks // Phil. Trans R. Soc. London, 1984. V. A301. P. 675–692.

Turcotte D. L. Membrane stresses // Roayl Astron. Soc. Geophys. J. 1974. V. 36. P. 33–42.

Wakita H., Rey P., Schmitt R. A. Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils // Pros. 2nd Lunar Sci. Conf. Pergamin Press. Oxford, 1971. P. 1319–1329.

Walker Ch. North Atlantic ocean crust and Iceland // Oceanic Basalt. Blackie and Son Ltd. Glasgow; London, 1991. P. 311–352.

Weaver B. L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constrains // Epsl. 1991. V. 104. № 2–4. P. 381–397.

Wernicke B. P. Uniform sense simple shear of the continental lithosphere // Canadian J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 108–125.

White R. S., McKenzie D. P. Magmatism in rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 7685–7729.

Wilson J. T. Hypothesis of earth's behavior // *Nature*. 1963. V. 198. P. 925–929.

Wilson J. T. Mantle plumes and plate motions // *Tectonophysics*. 1973. V. 19. P. 149–164.

Wilson M. Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. Chapman & Hall, London, 1994. 466 p.

Widiyantoro S., Kennett B. L. N., van der Hilst R. D. Seismic tomography with P and S data reveals lateral variations in the rigidity of deep slabs // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 173. P. 91–100.

Wood D. A., Joron J. L., Treuil M. et al. Elemental and Sr isotope variations in basic from Iceland and the surrounding ocean floor // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 70. P. 319–339.

Wood D.A. The application on Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

Wood J. A., Diskey J. S., Marnin V. B. et al. Lunar anorthosits and geophysical model of Moon // *Proc. Appolo XI Lunar Sci. Conf.* Houston, 1970. V. 1. P. 965–989.

Wood D.A., Matthey D.P., Joron J.L. et al. A geochemical study of 17 selected samples from basement cores recovered at Sites 447, 448, 449, 450 and 451 // *Init. Rep. DSDP*. Washington. 1980. V. 589. P. 743–752.

Ziegler P.A. Geodynamics of rifting and implications for hydrocarbon habitat // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 215. № 1/2. P. 221–253.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Короновский Н. В.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебник. Гриф УМО

В учебнике отражены современные данные и представления о Земле, как планете, ее месте в Солнечной системе и во Вселенной; рассмотрены внутреннее строение Земли и методы его изучения, а также геофизические поля; понятие о стратиграфии и геохронологии, строении земной коры и ее вещественном составе. Рассмотрены все геологические процессы внешней и внутренней динамики. В заключении подводится итог нашему современному знанию о Земле и о процессах изменяющих ее лик, в том числе и техногенного характера. Также имеется раздел о нелинейных процессах в геологии. Использование графиков, таблиц и рисунков, помогает более легкому усвоению материала. Для каждой главы дается список рекомендуемой дополнительной литературы.

Учебник написан для студентов геологических специальностей и всех, кто интересуется геологией.



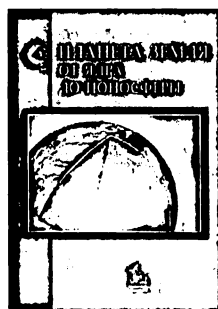
Хаин В. Е., Короновский Н. В.

ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ: СТРУКТУРА, ДИНАМИКА, ЭВОЛЮЦИЯ

Учебное пособие. Гриф УМО

В книге в доступной форме излагаются современные сведения о строении внутренних геосфер Земли (ядре, мантии, земной коре) и внешних (гидросфере, атмосфере, ионосфере и магнитосфере). Обсуждаются процессы эволюции и геодинамики Земли за время ее существования, и показывается наша планета как оазис жизни в Солнечной системе. Особенностью учебного пособия является демонстрация взаимодействия всех сфер и возможное влияние на них внеземных факторов.

Пособие предназначено для магистрантов и студентов старших курсов высших учебных заведений, а так же всех, кто интересуется данной темой.



КНИГИ МОЖНО ПРИОБРЕСТИ В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ:

Тел./факс: (495) 939-44-91/57-32, 638-57-34
<http://www.kdu.ru>; e-mail: kdu@kdu.ru

Учебное издание

**Николай Владимирович Короновский,
Любовь Ивановна Демина**

МАГМАТИЗМ КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВК

Учебное пособие

Зав. редакцией *Игнатова Е. С.*
Ведущий редактор *Климкин М. С.*
Корректор *Федотова А. Л.*
Художник серии *Новикова В. М.*
Компьютерная верстка *Луценко Н. Ю.*

Директор издательства *Чепыжов В. В.*

ISBN 978-5-98227-777-0



Подп. в печать 22.03.11.
Формат 60×84/16. Бумага офсетная
Гарнитура PetersburgC. Печать цифровая
Усл. печ. л. 13,48 Тираж 500 экз. Заказ № Т-071-11

ООО «Издательство «КДУ», 119234, г. Москва, а/я 587
Тел./факс: (495) 939-44-91, 939-57-32
[Http://www.kdu.ru](http://www.kdu.ru). E-mail: kdu@kdu.ru

Отпечатано в типографии КДУ
Тел./факс: (495) 939-57-32. E-mail: press@kdu.ru