

А.Ф.Грачев

РИФТОВЫЕ
ЗОНЫ
ЗЕМЛИ

А.Ф.Грачев

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ЗЕМЛИ

Издание второе,
переработанное и дополненное

4784



МОСКВА "НЕДРА" 1987



Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли.— 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1987.— 285 с. с ил.

Дано описание геологии, геофизики и геоморфологии мировой рифтовой системы. Рассмотрены закономерности развития материковых и океанических рифтовых зон, их эволюция и причины образования. Во втором издании (1-е изд.— 1977 г.) приведены новые данные по формациям, вулканизму, сейсмичности, внутренней структуре рифтов и состоянию вещества в аномальной мантии. Включены главы о рифтовых зонах в геологическом прошлом, предыстории материкового рифтогенеза. Использованы последние экспериментальные данные глубинной геофизики и петрологии.

Для научных работников — геологов, геофизиков и геохимиков; может быть полезна студентам и преподавателям геологических специальностей вузов и университетов.

Табл. 33, ил. 87, список лит.— 207 назв.

Рецензент: Е. Г. Мирлин, д-р геол.-минер. наук (Всесоюзный научно-исследовательский институт Зарубежгеология).

Г 1904030000—167
043(01)—87 73—87

© Издательство «Недра», 1987

ПРЕДИСЛОВИЕ

Со времени выхода первого издания прошло десять лет. Для современного темпа развития науки — это огромный срок. В прошедшее десятилетие проблеме рифтогенеза было посвящено большое число международных и национальных конференций; эта тема была одной из центральных и на двух последних сессиях Международного геологического конгресса. Количество статей и монографий по различным аспектам развития континентальных и океанических рифтов растет с каждым годом.

Сейчас можно без преувеличения сказать, что идея рифтогенеза овладела массами геологов, геохимиков и геофизиков. Это является закономерным следствием очевидного факта — методологический подход к изучению развития Земли на основе идей мобилизма принят самыми широкими кругами специалистов в области наук о Земле.

При сохранении общего плана монографии, предусматривающего последовательную характеристику рельефа, структуры, осадочных и магматических формаций, физических полей и глубинного строения современных континентальных и океанических рифтов, во втором издании большее внимание уделено анализу вулканизма как важнейшего индикатора при выделении палеорифтов. Более того, анализ вариаций химизма базальтов океанических рифтов вместе с данными по рельефу и физическим полям послужили основой для разработки нестационарной модели развития процессов, протекающих на конструктивных границах плит литосферы. Последнее обстоятельство представляется особенно важным, ибо снимает ряд возражений, которые вызывали стационарные модели в тектонике плит середины 70-х годов. В первом издании автор уже обращал на это внимание.

Новые главы посвящены роли рифтогенеза и особенностям его развития в раннем докембрии, делимости литосферы Земли и ее значению для понимания структурного рисунка рифтовых зон. Существенно переработана глава, посвященная составу и состоянию вещества аномальной мантии и механизму рифтогенеза. Принципиально новыми являются идеи о выделении самостоятельного предрифтового этапа в развитии континентальных рифтовых областей и его роли для палеотектонического анализа.

На базе составленного автором петрохимического банка данных по базальтам всех геодинамических обстановок показана принципиальная возможность отделения рифтовых базальтоидов от базальтов, образующихся в условиях других тектонических режимов. На основе этого банка подготовлены все таблицы и диаграммы в новом издании.

Хотя в книге обсуждаются практически все аспекты континентального и океанического рифтогенеза, автор неставил задачу написать сводную работу по рифтогенезу. Главная цель нового издания состояла в определении роли и места рифтогенного тектонического режима среди других геологических процессов, формирующих облик нашей планеты, и автор рассматривает данную книгу как введение в учение о рифтогенезе.

В заключение мы не можем не выразить благодарность Е. В. Артюшкову, Ю. С. Геншафту, А. О. Глико, Е. Р. Друбецкому, В. А. Магницкому, М. А. Мартыновой, В. В. Николайчик, А. И. Полякову и В. С. Федоровскому, с которыми автор постоянно обсуждал те или иные проблемы и написал ряд совместных работ, результаты которых использованы при подготовке книги.

Все расчеты сделаны по программам, составленным И. Л. Лапушонок, И. Д. Македоном и В. И. Мишиным, на ЭВМ СМ-4, ЕС-1022, ЕС-1033 в вычислительных центрах ИФЗ АН СССР, ПГО «Севзапгеология» и ВСЕГЕИ. И. Л. Лапушонок принадлежит разработка методики математической обработки данных по дискретному распределению длин трещин и разломов.

ВВЕДЕНИЕ

Термин «рифт» и связанные с ним в современной геотектонике и геодинамике понятия широко, но не всегда однозначно употребляются. Поэтому мы считаем необходимым обсудить некоторые терминологические вопросы, возникшие в процессе изучения рифтовых областей Земли.

Термин рифт — от англ. *rift* (трещина, расселина, ущелье). В английском языке появление слова *rift* связано с заимствованием из древнескандинавского (древнеисландского) языка, который является вторым после латинского источником словарного состава современного английского языка. Древнесканд. *ript* (расторжение договора) — от глагола *rive* (рвать, разрывать). В совр. исл. яз. *ript* — щель, трещина, расселина, ср. с дат. *rift* (раскол). Замена согласной *r* на *f* характерна для многих заимствованных слов из древнескандинавских источников (например, англ. *toft* от древнесканд. *toft* и др.).

Термин рифт в современной геологической литературе многочислен:

- 1) трещина; узкая щель (*cleft*);
- 2) узкая галерея в пещере, промытая вдоль плоскости отдельности;
- 3) стремнина, порог, быстрая на Северо-Востоке США как синоним *riffle*;
- 4) плоскость, по которой горные породы (обычно граниты) раскалываются легче, чем в других направлениях;
- 5) продольный сдвиг (применительно только к разлому Сан-Андреас);
- 6) пересечение плоскости разлома с поверхностью Земли;
- 7) открытая трещина вулканического происхождения (на Гавайских островах);
- 8) рифтовая долина (*rift valley*):

a — по Э. Зюссу, это опущенные долины с длинными крутыми параллельными склонами, названные им грабенами. Знаменитая Йосемитская долина может быть примером наиболее известных типов этих «рифтовых долин», как они могут быть условно названы;

b — по Д. Джонсону, эрозионная долина, возникшая на месте первичного горста или грабена вследствие размыва неустойчивых к разрушению горных пород;

c — по Б. Хейзену, глубокое ущелье или трещина на гребне Срединно-Атлантического хребта. Синоним: центральная, или срединная долина (*central valley*, *median valley*).

К началу шестидесятых годов стало ясно (особенно после исследований рельефа дна Атлантического океана, проведенных Б. Хейзеном, М. Тарп и М. Юингом), что рифты, по выражению В. В. Белоусова, не являются экзотическими структурами земной коры, и многие из приведенных выше значений термина в современной тектонической литературе не используются.

Термин «рифт» в тектонике применяется в узком и широком смыслах. В первом случае, который относится к структурной геологии (морфологической тектонике), под термином «рифт» часто понимают грабен, ограниченный двумя нормальными сбросами. Более строгим является определение рифтов как элементарных структурных форм, возникших в результате растяжения [20]. Такое понимание соответствует раздвигу (В. В. Белоусов), или separation (G. Rickard), или разрыву растяжения extension fault) (Y. Padgham), что подразумевает движение в горизонтальной плоскости, ориентированное перпендикулярно к сместителю. Морфологическое выражение при таком процессе может быть разным, и идеальный грабен является скорее исключением, чем правилом, ибо разрыву всегда предшествует пластическая деформация (ср. с устаревшим термином «грабен-синклиналь»).

Второй случай относится к тектонике и геодинамике, где под рифтом или рифтовой зоной понимаются элементы структуры Земли такого же ранга, как орогенические области или материковые платформы. Они имеют определенное геоморфологическое, структурное выражение и характерный тип магматических формаций [20]. Только сочетание комплекса необходимых и достаточных признаков позволяет отличать рифтовые зоны от других геоструктурных областей Земли, которые по отдельным признакам (например, осадочным формациям) могут быть похожи [60].

Материковые и океанические рифтовые зоны являются составной частью мировой рифтовой системы, и в таксономическом плане, вслед за Е. Е. Милановским, мы выделяем следующий ряд: рифтовый пояс — рифтовая зона — рифт. В качестве примера можно привести Африкано-Аравийский рифтовый пояс, в котором выделяются Восточно- и Западно-Африканская рифтовые зоны, а в их пределах отдельные рифты (например, Кенийский). Другим примером является Арктический рифтовый пояс, включающий Срединно-Арктический хребет (хр. Гаккеля), переходную зону пасивной окраины моря Лаптевых и Момский континентальный рифт [20]. Таким образом, в качестве элементарной таксономической единицы выступают либо отдельные материковые рифты (Кенийский, Момский, Нижнерейнский грабен), либо океанические рифты, или срединно-оceanические хребты (хр. Рейкъянес, Карлсберг, Гаккеля и др.).

Из сказанного следует, что к рифтовым структурам нельзя относить локально развитые структуры, возникшие в результате других процессов: например, вулкано-тектонические депрессии типа Срединного грабена на Камчатке, грабена оз. Бива на о-ве Хонсю

и подобные им структуры, образовавшиеся в принципиально иной геодинамической обстановке и имеющие иную природу.

В этой связи следует обратить внимание на области «вторично-го» рифтогенеза, выделяемые в тылу современных островных дуг или активных окраин. Можно ли рассматривать их как пример рифтовых областей? По мнению автора, этого делать нельзя по той простой причине, что они являются составной частью единой геодинамической системы (глубоководный желоб — островная дуга — окраинное море), возникшей в связи с процессом субдукции океанической литосферы. Важно при этом отметить, что латеральный ряд магматических формаций окраинных морей, как показало глубоководное бурение [8], существенно отличается от рифтового магматизма. Поскольку магматизм является одним из важнейших признаков диагностики при выделении палеорифтов, примеры хорошо изученного Филиппинского или Тирренского морей (развитие которых контролировалось соответствующей субдукцией океанической литосферы) наиболее показательны в том отношении, что эти районы, имея ряд признаков, типичных для рифтовых областей, другими (и среди них важнейшие признаки-показатели) чертами не обладают.

Может быть, наиболее ярким примером являются сами глубоководные желoba, которые, если их рассматривать вне связи с островной дугой, следовало бы относить к структурам рифтового ряда. Как впервые показал Дж. Уэрзел в 1966 г., по комплексу геологических и геофизических данных глубоководные желоба являются типичными структурами растяжения литосферы, но автор полагает, что ни один здравомыслящий геолог не станет рассматривать их как рифтовые структуры. Можно было продолжить перечисление примеров, подобных разобранным выше, когда по отдельно взятым признакам некоторые современные элементы структуры Земли обнаруживают сходство с рифтовыми зонами, но и сказанного вполне достаточно для того, чтобы подчеркнуть важнейшую мысль: используя лишь весь комплекс признаков-индикаторов, можно уверенно выделять рифтовые зоны не только для кайнозойской эпохи, но и углубляясь в историю Земли. Этим проблемам в книге уделено достаточное внимание.

Термины, используемые при выделении областей рифтогенеза в геологическом прошлом, как показывают дискуссии на последних совещаниях по древним рифтовым структурам, особенно по до-кембрию, вызывают иногда острую полемику (нельзя не отметить, что во многих случаях эта полемика связана не с проблемой выделения областей рифтогенеза в истории Земли, а с вопросами, относящимися к проблеме геосинклиналей и вытекающими отсюда терминологическими спорами вокруг понятий «мобильная зона», «подвижный пояс», «эвгеосинклиналь», «складчатая область» и т. д.). Как справедливо отмечали Ю. М. Пущаровский и В. Е. Ханин, использование терминов, вытекающих из изучения современных геодинамических обстановок, существенно способствовало бы взаимопониманию и упорядочению тектонической терминологии.

В настоящее время при выделении древних рифтовых структур наиболее распространены два главных термина: «авлакоген» и «зеленокаменный (гранит-зеленокаменный) пояс».

Судьба термина «авлакоген», введенного Н. С. Шатским в 1960 г., наиболее показательна и поучительна. Как известно, выделяя авлакогены как главнейшие элементы структуры древних платформ, Н. С. Шатский подчеркивал, что, хотя природа этих структур неизвестна, свободное употребление термина (авлакоген — А.Г.) ведет к тяжелым недоразумениям. Нельзя не обратить внимание на то значение, которое Н. С. Шатский придавал изучению вулканизма. Как писал в 1964 г. Н. С. Шатский: «в Донецком авлакогене есть такие удивительные вещи, как, например, спилитовая формация мощностью 400—600 м. Если бы нашли разрез этой спилитовой формации в скважине, не имеющей определенной структурной приуроченности, можно всю эту зону считать геосинклиналью без малейшего сомнения. Но спилитовая формация развита в западной части Большого Донбасса, где выклиниваются сланцы, которые можно было бы отнести к геосинклинальным отложениям. Следовательно, характер спилитовой формации здесь совершенно не геосинклинальный».

Мы привели высказывание Н. С. Шатского с одной целью, чтобы показать, что введение нового понятия сопровождалось удивительно четким и всесторонним его описанием. Именно это обстоятельство привело к тому, что сравнительно быстро термин «авлакоген» стал общепринятым и вошел во все языки, став, таким образом, международным понятием.

Рифтогенная природа авлакогенов была впервые обоснована в работе [26], и в настоящее время такая точка зрения не вызывает сомнений. Поэтому при описании рифтовых структур рифея, палеозоя на древних платформах использование термина «авлакоген» в строгом соответствии с первоначальным определением не может и не должно вызывать никаких дискуссий [32]. При описании аналогичных структур в основании чехла молодых платформ и современных пассивных окраин употребление термина «рифт» стало общепринятым и не нуждается в комментариях [47, 48]. Однако в современной литературе все чаще используется термин «рифт» с соответствующими прилагательными (мезозойский, палеозойский, девонский и пр.).

И, наконец, рассмотрим некоторые аспекты употребления термина «зеленокаменный пояс» (см. подробнее гл. 15). В последнем издании «Glossary of Geology» дано следующее определение: термин относится к вытянутым или поясовидным областям в пределах докембрийских щитов, которые характеризуются значительным распространением зеленокаменных пород (измененных или метаморфизованных пород основного состава, цвет которых обусловлен присутствием хлорита, актинолита или эпидота — А.Г.). В отдельном поясе могут присутствовать деформированные и метаморфические породы одного и более осадочно-вулканогенных

комплексов, в каждом из них выделяется типичный тренд от основных вулканитов к кислым.

Как следует из приведенного определения, термин «зеленокаменный пояс» не может быть использован для описания фанерозойских складчатых комплексов (например, зеленокаменный пояс Урала имеет совсем иной смысл, отражая лишь широкое развитие измененных магматических пород, имеющих зеленый цвет, как признак, используемый при описании пород в поле).

В современной литературе по тектонике докембрия подчеркивается другой важнейший генетический признак: зеленокаменные пояса раннего докембрия всегда встречаются в парагенезисе с гранито-гнейсовыми куполами, поэтому термины «зеленокаменный» и «гранит-зеленокаменный пояс» являются синонимами.

В приведенных определениях термина «зеленокаменный пояс» нет никаких указаний на их происхождение, и в том плане развитие представлений о природе авлакогенов и зеленокаменных поясов, как и само введение этих терминов в геологическую литературу, имеет много общего. В советской литературе последних лет термин «зеленокаменный пояс» получил широкое распространение и употребляется именно в том смысле, в каком он был первоначально сформулирован. Автор хотел бы отметить, что попытки отдельных исследователей ограничить применение этого термина только для архея лишены основания. В мировой литературе этот термин используется для описания соответствующих структур всего раннего докембрия (и архея, и раннего протерозоя). Можно спорить о происхождении зеленокаменных поясов, но это уже другая сторона проблемы (см. гл. 15).

И, наконец, необходимо обратить внимание на соотношение понятий «океанический» и «континентальный рифтогенез» с терминами «конструктивная» и «дивергентная граница», используемыми в тектонике плит.

Океанические рифты являются границами между литосферными плитами, отвечая понятию «конструктивной границы» в тектонике плит, т. е. тем местам на поверхности Земли, где происходит наращивание новой океанической литосферы.

Материковые рифты располагаются внутри плит и вместе с океаническими рифтами составляют дивергентную границу плит, которая является, таким образом, более общим понятием, чем «конструктивная граница». С точки зрения геодинамики континентальные рифты соответствуют областям растяжения материковой литосферы, цельность которой сохраняется до того момента, когда величина напряжений, возникающая при растяжении, превысит ее прочность на разрыв. Поэтому континентальные рифты нельзя использовать для выделения плит в пределах материковой литосферы — это внутриплитные границы.

Часть I.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ

Глава 1.

РЕЛЬЕФ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Существование срединного хребта в Атлантическом океане было предсказано Г. Томсоном в 1878 г. на основе различий в температуре воды восточной и западной котловин океана. Этот прогноз подтвердился при эхолотировании, выполненном немецкой экспедицией на судне «Метеор» в конце 20-х годов. Затем подобные хребты были обнаружены в Индийском и Тихом океанах. Несмотря на ряд общих черт рельефа, считалось, что хребты не связаны между собой; лишь к середине 50-х годов благодаря большому фактическому материалу стало очевидным, что в Мировом океане существует непрерывная система подводных хребтов [10]. Крупным событием стало обнаружение срединного хребта в Северном Ледовитом океане (Евразийский бассейн), являющегося непосредственным продолжением Срединно-Атлантического хребта.

Мировая система срединно-океанических хребтов (СОХ) протягивается на расстояние свыше 80 000 км, занимая пространство, равное по площади всем материкам. Расхождение в оценке ряда морфометрических показателей (например, площадей, табл. 1) связано с тем, что некоторыми авторами (Г. Менард, С. Смит) существенно увеличена ширина хребтов, особенно в Тихом океане.

Появление термина «срединно-океанический хребет» связано с изучением Атлантического океана, где хребет занимает положение, близкое к медиане. Как выяснилось впоследствии, к югу от экватора симметрия нарушается, а в Тихом океане Восточно-Тихоокеанское поднятие и система хребтов Горда, Хуан-де-Фука и Эксплоуэр приближены к Американскому матерiku. Г. Хесс в 1962 г. высказал предположение, что в Тихом океане раньше существовал Транстихоокеанский хребет северо-западного простирания (его развитие закончилось к началу позднего мела), положение которого приближалось к медианному. Из современных срединных хребтов наиболее близкое совпадение с медианой характерно для хр. Гаккеля в Евразийском бассейне.

Срединно-океанические хребты не имеют слепого окончания в океане: приближаясь к матерiku, они «продолжаются» там в виде зон высокой сейсмической, тектонической и вулканической активности. В настоящее время известны три таких продолжения: треугольник Афар в Эфиопии — зона соединения хр. Шеба с рифтовой системой Восточной Африки, провинция Хребтов и Бассей-

Таблица 1

Морфометрические характеристики срединно-океанических хребтов [20]

Океан	Площадь хребтов		Соотношение площадей хребтов и абиссальных равнин	Средняя глубина, м		Высота хребтов относительно равнин, м
	млн. км ²	% от площади океана		Хребты	Равнины	
Тихий	65,109*	35,9	—	3968	4896	928
	20,264	35,8	1 : 4,5	3620	4775	1155
	19,6	11,0	—	—	—	—
Атлантический	30,519	32,3	—	4008	4670	662
	22,335	39,5	1 : 2	3880	4665	785
	22,3	24,6	—	—	—	—
Индийский	22,426	30,2	—	3945	4670	725
	13,393	23,6	1 : 3	3630	4510	880
	12,9	16,8	—	—	—	—
Северный	0,513	4,2	—	—	—	—
Ледовитый	0,595	1,1	1 : 5	2950	3253	303
	0,5	3,0	—	—	—	—
Мировой	118,607	32,7	—	3970	4753	783
	56,587	17,9	—	3718	4664	946
	55,3	15,3	—	—	—	—

* Первая строка — по Г. Менарду и С. Смиту, вторая — по данным Лаборатории картометрического метода ЛГУ, третья — по О. Г. Леонтьеву и др.

нов на западе США — продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия и Момский рифт на Северо-Востоке СССР — продолжение Срединно-Арктического хребта (хр. Гаккеля).

Необходимо обратить внимание на примерно одинаковые средние высоты срединных хребтов относительно дна прилегающих абиссальных равнин (исключение составляет хр. Гаккеля). Этот факт как общая закономерность был впервые отмечен Г. Менардом: высота среднего уровня хребта, равная 1 км, — это некий предел, до которого способны подниматься крупные горные сооружения в условиях океанической земной коры.

Первая попытка подразделения срединных хребтов на геоморфологические провинции принадлежит И. Толстому, выделившему центральную зону хребта с глубинами меньше 2900 м и краевые (террасированные) зоны, лежащие на глубинах между 2900 и 4500 м. Позднее Б. Хейзен предложил различать провинцию гребня, состоящую из рифтовой долины, рифтовых гор и высокого раздробленного плато, и провинцию склонов, которая делится на несколько ступеней.

К началу 60-х годов казалось, что отмеченные характерные черты рельефа Срединно-Атлантического хребта присущи всей мировой системе срединных хребтов. Однако при последующем детальном изучении рельефа Мирового океана было установлено, что Восточно-Тихоокеанское поднятие лишено рифтовой долины. Так

возникло представление о рифтовых и нерифтовых срединно-океанических хребтах (Т. Ван Эндел), существование которых связывалось либо с разными стадиями их развития, либо с разным механизмом образования (Г. Менард).

С появлением тектоники плит широкое распространение получила идея о связи морфологии срединных хребтов со скоростью разрастания океанического дна [170]. Предполагалось, что образование рифта обусловлено медленным разрастанием (1—2 см/год), при скорости более 3 см/год рифт не образуется. Однако медленно разрастающийся Срединно-Атлантический хребет в одних местах имеет рифтовую долину, а в других ее нет, например, на хр. Рейкьянесе, на 10—19, 41—43, 47—51° с. ш., 6—8° ю. ш. Аналогичная ситуация наблюдается и на быстро разрастающемся Тихookeанско-Антарктическом хребте.

Глубина и ширина рифтовых долин изменяются в широком диапазоне (рис. 1), причем глубина долины h не зависит от ее ширины S . Средние значения этих величин как для отдельных фрагментов одного срединного хребта, так и для разных хребтов сильно различаются. Если учесть, что ширина материковых рифтовых впадин более или менее постоянна, то осевой рифт срединных хребтов в океане и рифтовые впадины в пределах материков не являются аналогами, как предполагал Б. Хейзен.

В основе многих современных представлений, касающихся рельефа срединно-океанических хребтов, лежит модель остывающих плит литосферы, которые движутся в обе стороны от оси хребтов (М. Лангсет, Д. Маккензи и др.). Эта стационарная модель предсказывает, что высота хребта должна быть постоянной и не зависящей от скорости раздвижения плит. В серии публикаций (1971—1976 гг.) Дж. Слейтер с соавторами вывели закономерность, согласно которой глубина дна в любой точке дна океана связана линейной зависимостью с $t^{1/2}$ (где t — возраст океанического дна). Позднее (1977 г.) Дж. Парсонс и Дж. Слейтер выразили эту связь как $D = C_1 t^{1/2} + C_2$, где D — глубина дна, t — возраст коры, C_1 — константа погружения и C_2 — глубина гребня хребта, близкая к 2700 м. Эта зависимость не распространяется на океаническую кору с возрастом более 80 млн. лет.

В рамках той же модели тектоники плит были сделаны попытки иного объяснения распределения глубин зоны гребня срединных хребтов. П. Рона в 1971 г. обратил внимание на существование зависимости глубин хребта от его положения относительно полюса вращения плит, полагая, что вблизи полюса глубина минимальна, а с удалением от него меняется пропорционально синусу расстояния. Эта гипотеза, согласно П. Рона, могла объяснить связь глубин хребтов с географической широтой, поскольку полюса раскрытия океанических бассейнов имеют тенденцию располагаться вблизи полюса вращения Земли. Последнее впервые было отмечено Г. Менардом и А. Дорманом в 1969 г.

Позднее Дж. Виверс (в 1977 г.) пришел к выводу о том, что глубина гребней хребтов обнаруживает высокую корреляцию

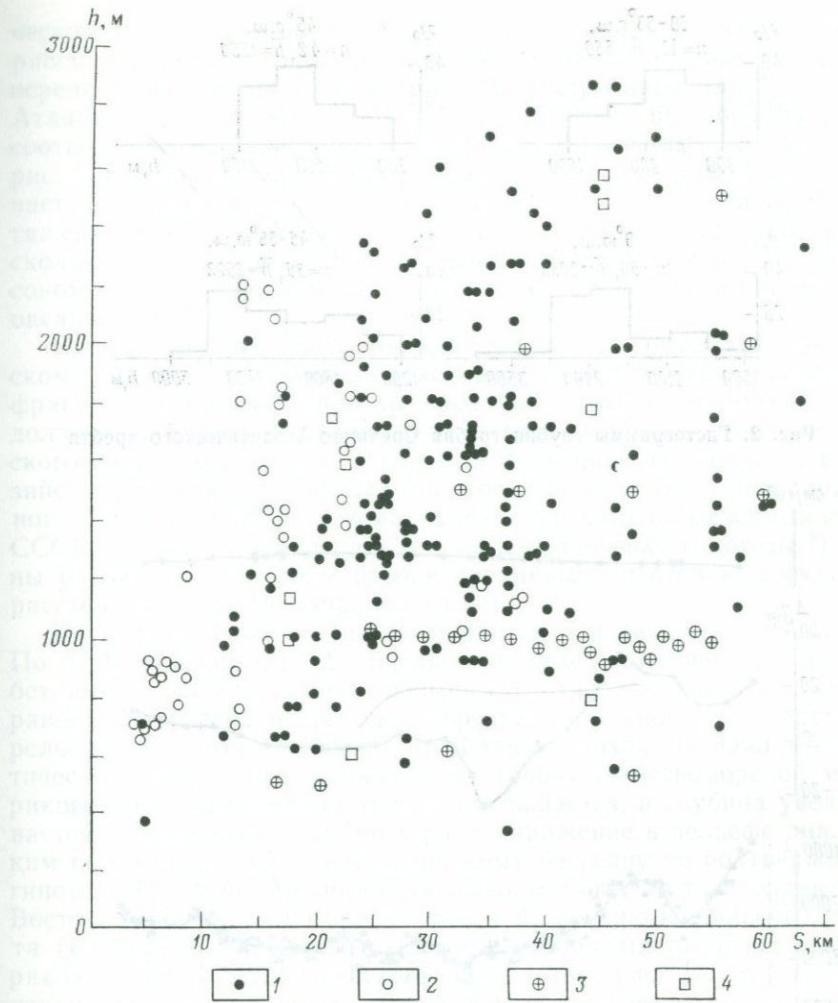


Рис. 1. Соотношение глубины h и ширины S рифтовых впадин срединно-океанических хребтов в Атлантическом (1), Индийском (2), Северном Ледовитом (3) и Тихом (хр. Горда) (4) океанах

($r=0,99$ при $p<0,01$) с логарифмом возраста океанического бассейна, согласно уравнению $D=1,463\lg A - 0,235$.

В 1977 г. П. Рона критически рассмотрел работы своих предшественников и обратил внимание на то, что все они просмотрели существование систематических вариаций вдоль оси срединных хребтов (увеличение глубины при движении к экватору). По мнению П. Рона, такая зависимость не отрицает положений, высказанных Дж. Виверсом, Г. Менардом и Дж. Слейтером, но требует поиска иных моделей, чем термическое сжатие океанических плит.

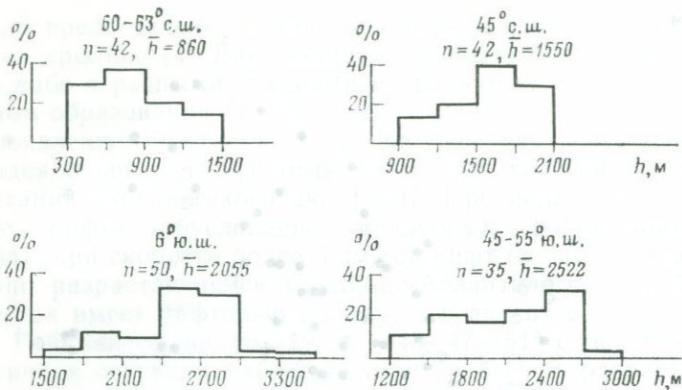


Рис. 2. Гистограммы глубин гребня Срединно-Атлантического хребта

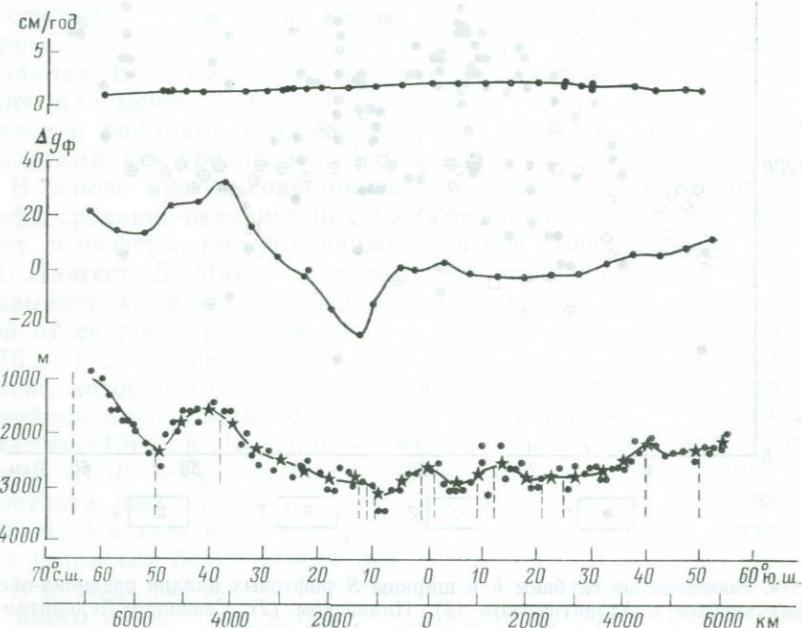


Рис. 3. Корреляция глубины гребня Срединно-Атлантического хребта и гравитационной аномалии ($n \cdot 10^{-5} \text{ м}/\text{с}^2$) со скоростью разрастания (см/год) океанического дна (R. Anderson et al., 1973)

Звездочками отмечены средние глубины на каждые 500 км профиля

Существенные вариации в распространении глубин Срединно-Атлантического хребта были отмечены А. Ф. Грачевым и А. В. Ильиным в 1976 г. Гистограммы глубин для нескольких участков зоны гребня Срединно-Атлантического хребта (рис. 2) показывают не только значительные отклонения средних значений от теорети-

ческой величины 2700 м, но и различия средних глубин (\bar{h}) на рассматриваемых участках. Сравнение наших данных с кривой осредненных глубин гребня (рис. 3), построенной для Срединно-Атлантического хребта от 70° с. ш. до 60° ю. ш., показывает их соответствие и говорит о достоверности полученных величин, ибо рис. 2 и 3 составлялись независимо. Более того, рис. 3 подчеркивает случайный характер величины 2700 м, которая на всем протяжении хребта в Атлантическом океане встречается лишь в нескольких местах. Аналогичные выводы были получены Р. Андерсоном, Т. Ван Энделлом, Д. Бурски и др. для Тихого и Индийского океанов в 1973 г.

Особый интерес представляют данные по Срединно-Арктическому хребту (хр. Гаккеля), который является самым северным фрагментом мировой системы срединных хребтов и прямым продолжением (через хр. Книповича и хр. Мона) Северо-Атлантического срединного хребта. Раскрытие Северной Атлантики и Евразийского бассейна происходило относительно полюса, расположенного в районе горной системы хребта Черского на Северо-Востоке СССР, и поэтому этот район удобен для проверки гипотезы П. Рона о связи глубин зоны гребня срединных хребтов как функции расстояния от полюса вращения плит.

Рельеф хр. Гаккеля сильно меняется при движении вдоль оси. По А. Ф. Грачеву и Г. Д. Нарышкину, отдельные участки, где хребет имеет незначительное превышение относительно абиссальных равнин Амундсена и Нансена, чередуются с зонами контрастного рельефа, и в этом отношении хр. Гаккеля похож на Южно-Атлантический хребет. При движении в сторону Лаптевоморской материковой окраины ширина хребта уменьшается, а глубина увеличивается, и южнее 79° с. ш. он теряет выражение в рельефе дна. Таким образом, данные по Евразийскому бассейну не подтверждают гипотезу П. Рона. Аналогичные выводы могут быть сделаны для Восточно-Тихоокеанского поднятия и Аравийско-Индийского хребта (Р. Андерсон и др.). Что касается максимума глубин в экваториальной части Атлантического океана (см. рис. 3), то его появление обусловлено очень густой сетью трансформных разломов, разбивающих хребет на систему мелких блоков.

И, наконец, последнее замечание относительно закономерностей распределения глубин зоны гребня срединных хребтов касается того обстоятельства, что по обе стороны от рифтовой долины высота гребня обычно разная и многие срединные хребты обладают четко выраженной асимметрией, которая проявляется также и в разной их ширине по обе стороны от оси.

Многие исследователи (Г. Менард, В. М. Литвин и др.) неоднократно обращали внимание на связь расчлененности рельефа срединно-океанических хребтов со скоростью раскрытия океанических бассейнов. Предполагалось, что хребты океанов, разрастающихся с большой скоростью, имеют более сглаженный рельеф в отличие от медленно разрастающихся срединных поднятий. Густота и глубина расчленения срединных хребтов Тихого, Атлантического и

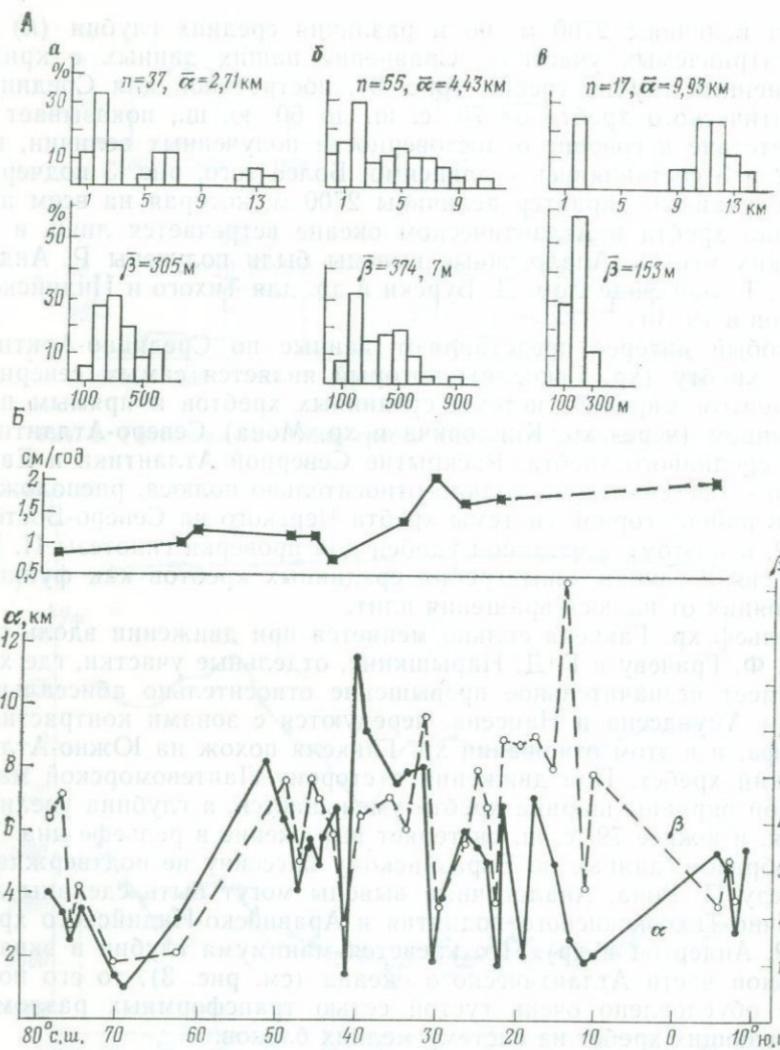


Рис. 4. Изменение морфометрических характеристик рельефа срединно-океанических хребтов в зависимости от скорости разрастания океанического дна.

A — гистограммы средней густоты (\bar{n}) и средней глубины ($\bar{\alpha}$) расчленения рельефа в Индийском (*a*), Атлантическом (*b*) и Тихом (*c*) океанах; *B* — изменение скорости разрастания (см/год), густоты и глубины расчленения рельефа по простиранию Срединно-Атлантического хребта

Индийского океанов различаются (рис. 4), но густота расчленения в Тихом океане больше, а глубина расчленения меньше, чем в Атлантическом и Индийском океанах.

Однако средние значения не дают возможности проследить, как от места к месту меняется характер расчленения в зависимости от скорости разрастания. Так, например, из рис. 4 следует, что для

Срединно-Атлантического хребта на значительном его протяжении густота и глубина расчленения не обнаруживают связи с вариациями скорости разрастания (от 1 до 2 см/год).

Таким образом, рельеф срединно-океанических хребтов не может быть объяснен в рамках стационарной модели оставающейся литосферной плиты. Это вынужден был признать К. Ле Пишон. По его мнению, важные изменения в морфологии отдельных частей срединно-океанического хребта, имеющего одинаковую скорость наращивания плит, как, например, в северной части Атлантического океана, остаются полностью необъясненными [144].

Для того, чтобы согласовать стационарную модель расходящихся и оставающихся плит океанической литосферы, в каждом конкретном случае необходимо давать объяснение отклонениям высот и характера рельефа срединно-океанических хребтов от теоретически предсказанных. Так возникла идея о существовании третьего типа хребтов — «hot-spot ridges», или хребтов, приуроченных к горячим точкам в мантии океанов.

Идея существования горячих точек в океанической литосфере была выдвинута Дж. Морганом в 1971 г. для объяснения феномена Гавайско-Императорского хребта, в котором возраст базальтов систематически увеличивается по мере удаления от о-ва Гавайи к северо-востоку. Предполагалось, что в районе о-ва Гавайи происходит постоянный подъем аномально разогретого вещества, вызывающего проплавление океанической плиты по мере ее движения в северо-восточном направлении. Важно отметить хорошее соответствие скоростей движения Тихоокеанской плиты, рассчитанных по магнитным аномалиям и возрасту базальтов Гавайско-Императорского хребта. Как подчеркнул Дж. Морган (устное сообщение, 22 апреля 1982 г., Париж), в понятие горячих точек не вкладывалось никаких конкретных представлений об их природе. Позднее, благодаря работам Дж. Шиллинга и других исследователей, было установлено, что области СОХ, которые по характеру рельефа не вписываются в стационарную модель тектоники плит, резко отличаются по химизму излившихся базальтов, в том числе и по изотопному составу, от базальтов «нормальных» СОХ. В настоящее время предполагается, что области горячих точек на поверхности соответствуют зонам, где на глубине происходит плавление недеплетированной мантии. С этим процессом связано и поступление аномального (по объему) количества лав, в результате чего в таких местах глубины океана существенно меньше 2700 м.

Однако использование этой гипотезы приводит к абсурдному выводу, так как отклонений от правила, требующих такого объяснения, становится настолько много, что возникают резонные сомнения в реальности самой стационарной модели. Важным шагом в преодолении указанных противоречий явились детальные исследования, выполненные в Атлантическом и Тихом океанах по проек-

там FAMOUS, RITA, RISE*, а также в Красном море с использованием подводных аппаратов «Алвин», «Архимед», «Сиана» и «Пайсис».

В 1973 г. впервые путем непосредственного наблюдения удалось установить важные детали строения рифтовой долины на 37° с. ш. в Атлантическом океане. Зона срединного хребта здесь характеризуется расчлененным рельефом с хорошо выраженной рифтовой долиной шириной 30 км и глубиной 1500 м. В центральной части долины располагается так называемое внутреннее дно (*inner floor*), ширина которого 1,5—3,0 км, а глубина от 100 до 400 м (рис. 5). По оси внутреннего дна проходит медианный хребет высотой до 240 м, разделяющий это дно на две равновеликие впадины шириной от 800 до 1300 м. Медианный хребет состоит из отдельных сегментов длиной до 3 км, разделенных понижениями.

Особый интерес представляет обнаруженная система открытых трещин, параллельных оси внутреннего дна. Ширина трещин меняется от нескольких сантиметров до десятков метров, обнаруживая тенденцию увеличиваться по мере удаления от оси к уступам, ограничивающим рифт. Количество трещин велико, и суммарная их ширина составляет 6—8 % ширины внутреннего дна.

Уступы, ограничивающие внутреннее дно, имеют разную крутизну: от 20—30° до почти вертикальных, часто они располагаются ступеньками (рис. 6), у основания которых подводное фотографирование позволило выявить обломки и глыбы лав. По мнению Дж. Мура и др., ступенчатый профиль уступов связан с крупными оползнями. Медианный хребет по своей морфологии близок к вулканам типа Моуберг в Исландии (см. гл. 6), а уступы могут рассматриваться либо как границы лавовых потоков, либо как выраженные в рельфе сбросы. В целом рельеф внутреннего дна рифтовой долины обусловлен вулканической деятельностью.

Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), Галапагосский центр разрастания и хр. Рейкъянес являются наиболее благоприятными объектами для выявления связи между характером рельефа осевой зоны срединных хребтов и скоростью разрастания океанического дна.

На 23° с. ш. ВТП имеет скорость разрастания 2,9 см/год, и осевой рифт, присутствующий к югу от трансформного разлома Тамайо, сменяется осевым поднятием к северу от разлома и далее к югу. В районе 21° с. ш. в осевой зоне нет ни впадин, ни поднятий, а далее к югу на 13° с. ш. и 20° ю. ш. осевая зона характеризуется наличием осевого поднятия до 300 м высотой [123]. Детальное картирование и фотографирование осевой зоны ВТП показало, что зона гребня в отсутствии рифтовой долины характеризуется существенным преобладанием лав с очень низкой вязкостью,

* FAMOUS (French-American Mid-Oceanic Undersea Study) — французско-американский проект по подводному изучению срединно-океанических хребтов; RITA (Rivera — Tamayo Project) — аналогичный проект по изучению Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш.; RISE (East Pacific Rise) — французский проект по изучению Восточно-Тихоокеанского поднятия.

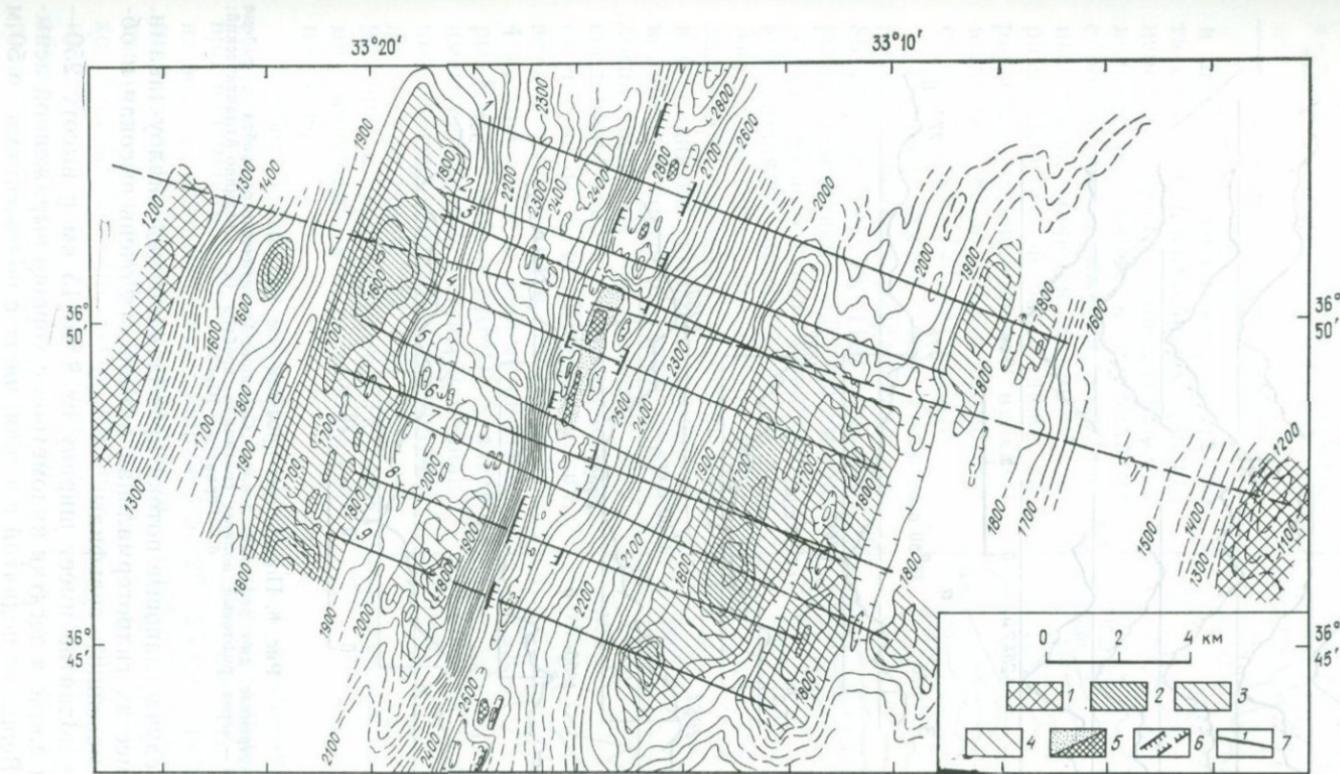


Рис. 5. Рельеф рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта в районе 37° с. ш. (Н. Needham, J. Francheteau, 1974)

1—5 — глубина океана, м (1 — 1200, 2 — 1200—1700, 3 — 1700—1850, 4 — 1850—2400, 5 — >2400); 6 — внутреннее дно рифта; 7 — перечные профили (см. рис. 6)

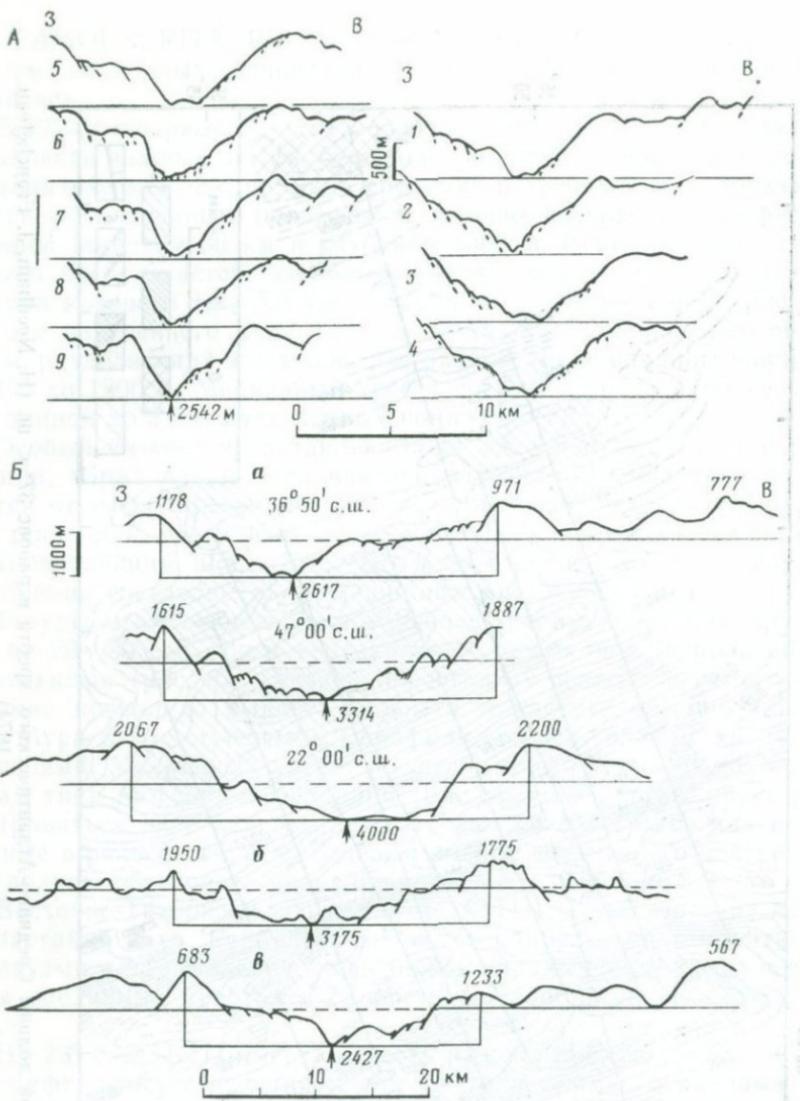


Рис. 6. Поперечные профили (см. рис. 5).

А — через внутреннее дно рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта в районе 37° с. ш.; Б — через рифтовые долины срединных хребтов (а — Срединно-Атлантический; б — Горда; в — Шеба)

и в этом случае лавовые потоки преобладают над пиллоу-лавами. В таких местах гидротермальная активность очень высокая и образуются массивные сульфиды.

Осьное поднятие имеет ширину от 8 до 15 км и высоту 250—500 м при длине в десятки километров с хорошо выраженной асимметрией. Вершина поднятий плоская, часто с понижениями до 50 м

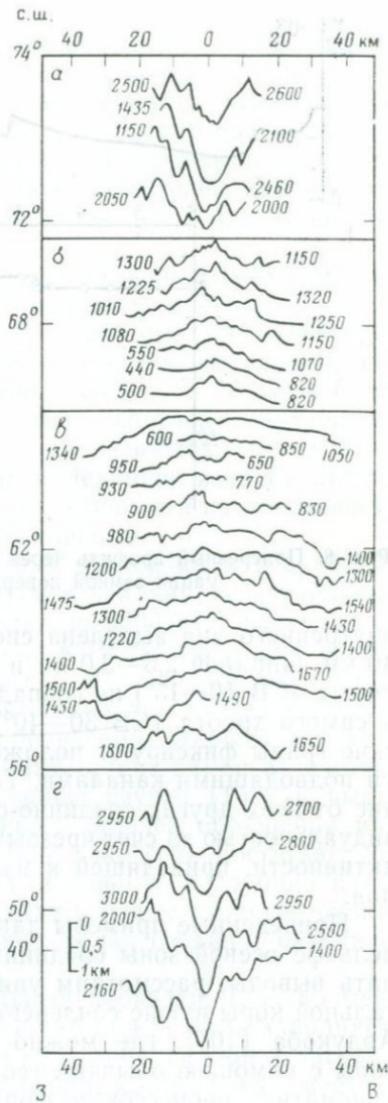
Рис. 7. Батиметрические профили через зону гребня Срединно-Атлантического хребта [184].

a — хр. Мона, *b* — хр. Колбенсей, *c* — хр. Рейкъянес, *g* — южнее зоны разлома Чарли—Гиббс

и шириной в сотни метров, разбиты системой параллельных трещин, нередко открытых, напоминающих исландские гъяры, и нормальных сбросов. Эти понижения, заполненные лавой, являются лавовыми озерами. Для осевой зоны также характерны изолированные вулканы высотой от 80 до 250 м и диаметром от 0,8 до 6 км [123, 147 и др.].

Изучение осевой зоны Галапagosского центра разрастания на $86^{\circ} 10'$ з. д. [91, 98, 112], где скорость разрастания 3,5—4,0 см/год, также выявило существование осевого поднятия шириной до 15 км. Анализ рельефа зоны гребня показал, что в отдельных местах на осевом поднятии имеются линейные впадины, которые по своей морфологии подобны внутреннему дну срединного хребта в Атлантическом океане на 37° с. ш. Ширина таких впадин выдержана в пределах 3—4 км при длине в первые километры. Как и в районе FAMOUS, здесь имеются краевые уступы и медианный хребет; последний при ширине до 1 км возвышается над дном на 20—60 м и характеризуется склонами, типичными для вулканических построек.

Хребет Рейкъянес является наиболее убедительным примером существенных изменений рельефа осевой зоны срединных хребтов при неизменной скорости разрастания ($\sim 2,0$ см/год). Как видно из рис. 7, рифтовая долина шириной до 20—25 км хорошо выражена в рельефе до зоны разлома Чарли—Гиббса, а севернее 56° с. ш. она исчезнет и вновь появляется только на 72° с. ш. в осевой зоне хр. Колбенсей. Детальное изучение осевой зоны хр. Рейкъянес на 58° с. ш., выполненное с помощью аппаратов «Пайсис VII и XI», обнаружило существование осевого поднятия, на фоне которого развито внутреннее дно шириной до 15—17 км [5]. В пределах



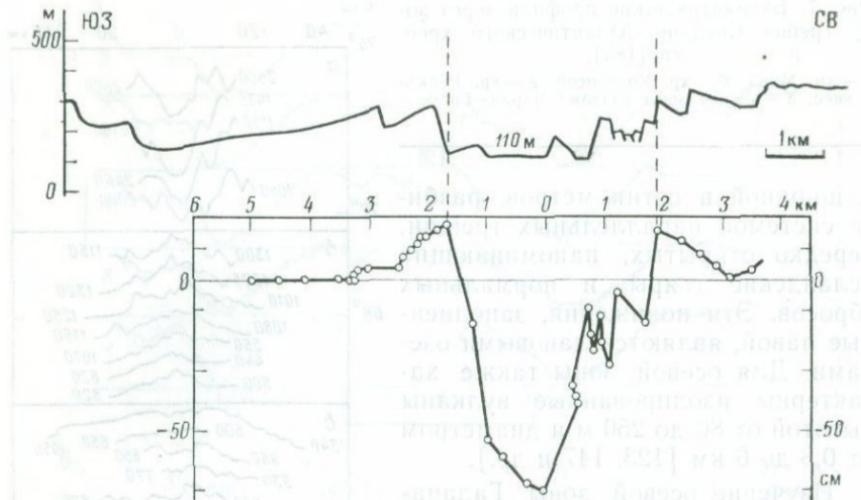


Рис. 8. Поперечный профиль через рифт Ардукоба (вверху) и характер деформации земной поверхности за 1973—1978 гг. [88]

внутреннего дна выявлена система вулканических гряд длиной до 40 км, шириной 2,5—3,0 км и высотой 400—500 м, простирание которых (СВ 10—15°) не совпадает с направлением внутреннего дна и самого хребта (СВ 30—40°). Было установлено, что вулканические гряды фиксируют положение трещин растяжения, являющихся подводящими каналами. Таким образом, хр. Рейкъянес в отличие от всех других срединно-океанических хребтов обладает индивидуальностью за счет чрезвычайно высокой степени вулканической активности, приводящей к излиянию аномально высоких объемов лав.

Приведенные примеры дают достаточно ясное представление о рельефе осевой зоны срединных хребтов. Однако, прежде чем делать выводы, рассмотрим уникальную область разрыва континентальной коры в зоне сочленения срединного хребта Шеба с рифтом Ардукоба [165], где можно не только изучать строение осевой зоны с помощью обычных геологических методов, но и проследить кинематику процессов ее формирования на базе повторных геодезических измерений. Идея о том, что рифт Ардукоба имеет все признаки типичного океанического рифта, в настоящее время подкреплена всем комплексом геолого-геофизических данных, включая аномальное магнитное поле [88, 89 и др.].

Поперечный профиль через осевую зону рифта Ардукоба (рис. 8), где Аравийская и Африканская литосферные плиты расходятся со скоростью около 1 см/год, обнаруживает полную внешнюю идентичность со строением зоны гребня срединных хребтов, имеющих рифтовую долину (см. рис. 5,6). Рифтовая долина здесь имеет ширину около 40 км при средней крутизне склонов 10°. В пределах внутреннего дна установлено широкое развитие откры-

тых трещин растяжения, которые вблизи оси имеют ширину до 1 м, а при удалении от оси примерно на 1000 м ширина трещин увеличивается на порядок (до 15 м) и появляется вертикальная составляющая смещения (до 9 м). Таким образом, чистый раздвиг в осевой зоне сменяется нормальным сбросом при движении в сторону флангов, однако небольшие углы падения сместителей, как это следует из средних углов наклона склонов, говорят в пользу вращения блоков (листрические сбросы).

Геодезические измерения показали, что за период 1973—1978 гг. растяжение в направлении, поперечном рифту, достигло 1,6 м и сконцентрировано во внутреннем дне шириной около 4 км, которое с двух сторон ограничено узкими зонами сжатия. Результаты нивелирования выявили опускание внутреннего дна на 70 см за 6 лет и поднятие областей локального сжатия — «плечей» внутреннего дна — до 16 см [195]. Эти результаты подтверждают полученные ранее выводы о характере деформаций в Исландии и на Гавайских островах, где проявления тектонической активности на поверхности связаны с деятельностью магматических очагов.

Амплитуды современных деформаций земной коры в грабенах Исландии близки к средним значениям опускания за длительные отрезки времени: так, грабен Тингвальир за 9000 лет опустился на 70 м. Суммируя результаты наблюдений в Исландии и на о-ве Гавайи [103], можно прийти к выводу о существовании двух главных процессов, формирующих рельеф осевых зон срединных хребтов: внедрение даек, приводящих к появлению открытых трещин растяжения, и обрушение кровли магматических камер вследствие излияния лав. Последний процесс хорошо изучен [159] и выражается обычно в образовании линейных кальдер обрушения или вулкано-плутонических депрессий. Такие депрессии достигают десятков километров в длину, до 30 км в ширину, а глубина измеется сотнями метров. Нельзя не увидеть общее сходство вулкано-тектонических депрессий и рифтовых долин срединно-океанических хребтов.

Рифтогенез в океане носит пассивный характер, т. е. по мере расхождения плит литосферы пространство между ними заполняется вновь поступающим материалом в виде даек, силлов и лавовых потоков, включая вулканические постройки, которые все вместе и формируют новообразованную океаническую кору. Если бы поступление материала из зоны магмообразования определялось только скоростью разрастания океанического дна, то тогда, как предполагалось ранее, мы должны были бы наблюдать различный характер рельефа осевой зоны срединно-океанических хребтов при разных скоростях раздвижения (стационарная модель). Как было показано выше на многочисленных примерах, такой закономерности не наблюдается, что подтверждает случайный характер встречаемости рифтовой долины в зоне гребня срединных хребтов, не зависящий от скорости разрастания океанического дна [20].

В этой связи возникает вопрос, почему в одних случаях в зоне гребня имеется осевое поднятие, а в других наблюдается понижение

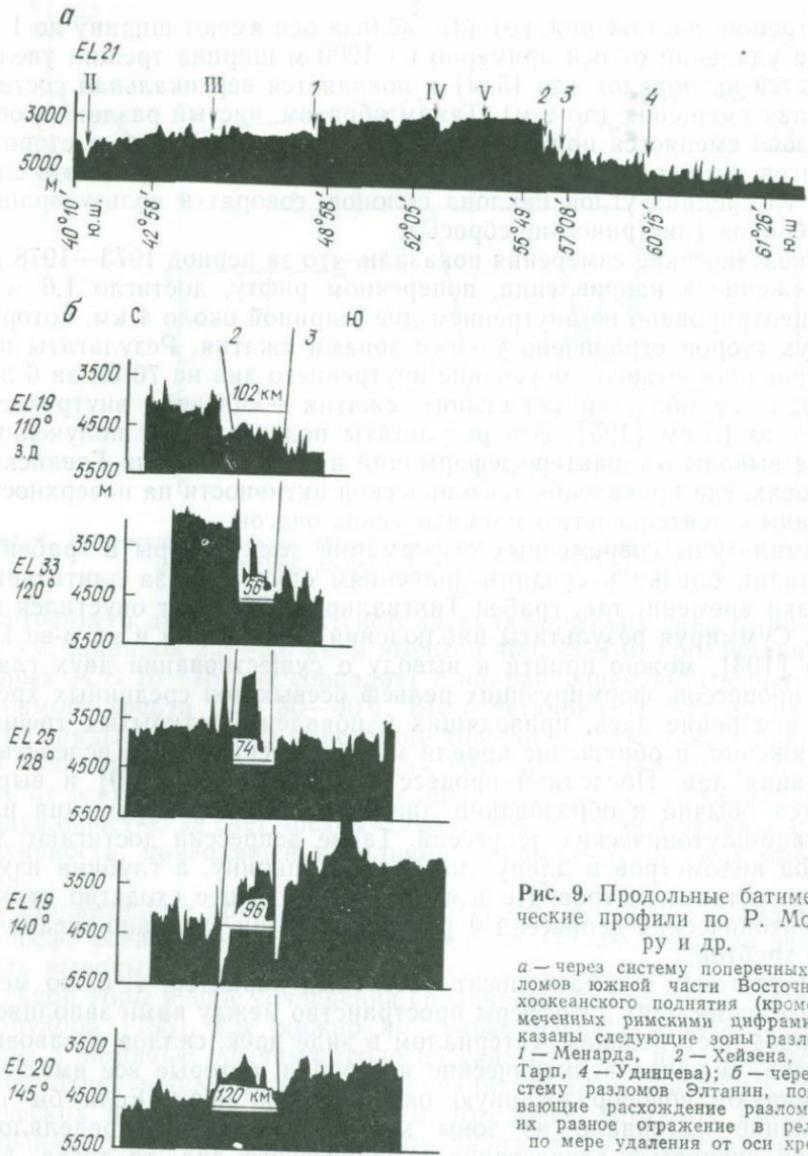


Рис. 9. Продольные батиметрические профили по Р. Молнару и др.

а — через систему поперечных разломов южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (кроме отмеченных римскими цифрами) показаны следующие зоны разломов: 1 — Менарда, 2 — Хейзена, 3 — Тарп, 4 — Удинцева; б — через систему разломов Элтанин, показывающие расхождение разломов и их разное отражение в рельефе по мере удаления от оси хребта

ние рельефа при одинаковой скорости раздвижения плит? Этой проблеме в последнее десятилетие было посвящено большое число работ [92, 98, 123, 142, 147 и др.], в которых подчеркивается нестационарность рельефа осевой зоны срединных хребтов. Обсуждаются главным образом два вероятных механизма нестационарности рельефа: периодическая магматическая активность с циклом порядка 10—12 тыс. лет и различная интенсивность магматизма в осевой зоне, определяющая количество излившегося материала.

Решающие данные о ведущей рельефообразующей роли магматизма были получены при изучении химического состава донных базальтов. Оказалось, что состав базальтов закономерно меняется вдоль оси срединных хребтов, обнаруживая функциональную связь с глубиной; были выявлены также вариации составов по мере удаления в обе стороны от оси (см. подробнее гл. 6). Далее было установлено, что районам различного рельефа осевой зоны соответствуют различные морфологические типы лав: в областях осевого поднятия преобладают массивные потоки, а в зонах развития осевого грабена — пиллоу-базальты. Таким образом, вязкость магматических расплавов различна в областях с разным характером рельефа.

В свете приведенных данных представляется, что нет смысла противопоставлять интенсивность и периодичность магматических процессов, ибо это две стороны одного явления, формирующего первичный рельеф осевых зон срединно-океанических хребтов.

Другим важным элементом рельефа срединно-океанических хребтов является система поперечных желобов и прилегающих к ним поднятий, образование которых связано с трансформными разломами (см. гл. 7). Поперечные желоба выражены длинными и узкими зонами контрастного рельефа, сопряженными с вулканами, линейными хребтами, уступами и впадинами (рис. 9). Обычно перепад высот в зонах поперечных разломов увеличивается с их длиной. При общей ширине поперечных зон до 25—30 км ширина желоба, или впадины, составляет не более 10 км, а относительная глубина его достигает 600—800 м. Важно отметить, что глубина поперечного желоба всегда больше глубины рифтовых долин срединных хребтов и прилегающих участков абиссальных равнин. Обычно максимальные глубины наблюдаются в зоне стыка рифтовой долины с трансформным разломом, а сам желоб ограничен с двух сторон рифтовыми долинами и за их пределы не выходит.

Характер рельефа срединно-океанических хребтов в зоне пересечения с трансформными разломами сильно меняется в зависимости от числа поперечных нарушений, которые в отдельных случаях располагаются настолько близко друг к другу (как, например, в экваториальной зоне Атлантического океана), что срединный хребет с трудом распознается.

Итак, мы приходим к выводу, что рельеф как срединно-океанических хребтов в целом, так и отдельных его элементов не является стационарным. Нестационарность рельефа осевой зоны (рифтовые и нерифтовые хребты) не связана с процессом раздвижения океанических плит литосферы и в масштабе всей системы срединных хребтов Мирового океана может рассматриваться как случайное явление.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

До начала 50-х годов представления о мощности и возрасте осадков в океанах основывались лишь на общих заключениях о скорости осадконакопления, которая определялась по результатам редкого опробования первых метров толщи океанских осадков, и по скорости денудации материков. Систематические сейсмические исследования океанического дна (начиная с 1950 г.) методами отраженных и преломленных волн позволили не только определить мощности отдельных слоев океанической коры, но и выявить их вариации по площади.

Факторы, контролирующие осадконакопление в срединных хребтах, можно разделить на общие, свойственные океаническому осадконакоплению в целом, и локальные, обусловленные конкретной геодинамической обстановкой [79], которая непостоянна в системе хребтов Мирового океана, и положением в той или иной геоморфологической провинции хребта.

Общие факторы, как это убедительно показано А. П. Лисицыным [51, 52], обусловлены существованием трех видов зональности: климатической, вертикальной и циркумконтинентальной, сочетание которых регулирует как объем взвешенного материала, так и его состав и механизм седиментации.

Локальные факторы делятся на эндогенные и экзогенные. В числе первых по степени важности можно выделить: 1) особенности рельефа (глубина) и структуру хребта (рифтовая долина, фланги и трансформные разломы), 2) характер вулканизма и гидротермальной активности как отражение термического режима и 3) сейсмичность. Экзогенные факторы обусловлены подводным выветриванием (гальмированием), гравитационными процессами и придонными течениями.

Понятно, что при изучении конкретных формаций, развитых в пределах срединных хребтов, мы видим сочетание общих и локальных факторов осадконакопления, причем степень влияния тех и других определяется в первую очередь возрастом океанического бассейна или его шириной, что выражается в степени удаленности конкретного хребта от материкового склона (хребты Гаккеля, Книповича, Шеба и др.). Кроме того, как показано в 1 главе, не все океанические рифты занимают срединное положение в океане, поэтому при одинаковом возрасте океанического бассейна в хребтах, приближенных к материку (хр. Горда, Хуан-де-Фука, Эксплуорер), осадконакопление происходит под сильным влиянием прилегающей области сноса.

Общая закономерность распределения мощностей осадков в океане состоит в том, что срединно-оceanические хребты выделяются как области крайне низких мощностей осадков, что естественным образом объясняется молодостью самих хребтов [20]. В Ти-

хом и Индийском океанах на умеренных широтах зона низких мощностей осадков выходит за пределы площади срединных хребтов и связана со слабой биологической продуктивностью.

Распределение типов пелагических осадков в океане определяется критической глубиной карбонатонакопления (КГК), под которой понимается глубина смены карбонатных осадков глубоководными глинами, радиоляриевыми или диатомовыми илами (по А. П. Лисицыну, на этой глубине содержание CaCO_3 снижается примерно до 10%). Имеется и другой способ оценки КГК, основанный на выявлении следов растворения раковинок фораминифер или кокколитов. Такая глубина была названа У. Бергером в 1968 г. лизоклином.

Положение КГК определяется главным образом биологической продуктивностью океана (максимальные величины КГК характерны для экваториальных гумидных зон)*. Понятно, что исключая экзогенные процессы, влияние рельефа дна океана на вариации КГК является решающим и используется для выявления вертикальных движений океанической литосферы. В этой связи важно отметить, что, несмотря на региональные вариации КГК в течение мезозоя, установленные в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, общая тенденция изменений сохраняется. Как неоднократно отмечал А. П. Лисицын [51, 52], глубина компенсации карбоната кальция менялась незначительно. При использовании КГК в качестве репера для восстановления областей смены карбонатных осадков на глубоководные отложения необходимо анализировать конкретную палеообстановку с учетом перемещения плит и восстановления палеоширот.

Наглядное представление о мощностях осадочного чехла дает карта изопахит Атлантического океана (рис. 10), составленная на основе сейсмического профилирования общей длиной около 75 000 км. Наименьшие мощности осадков (100 м) приурочены к срединному хребту, при этом бросается в глаза неодинаковая ширина зоны маломощных осадков по простирации хребта: к северу и югу от экватора (начиная примерно с 10°) отмечаются два раздува, заканчивающиеся на 30° . Такое симметричное относительно экватора расположение широких областей с минимальными мощностями осадков отражает климатическую зональность. Это явление, характерное для всех океанов, было особо подчеркнуто А. П. Лисицыным [52], который показал его связь не только с низкой биопродуктивностью, но и с минимальным поступлением терригенного материала с прилегающих к океанам материков.

Сейсмическое профилирование по достаточно густой сети маршрутов, выполненное на отдельных фрагментах системы срединно-океанических хребтов, позволило выявить связь между рельефом, типом и мощностью осадков. М. Юинг и Дж. Юинг в 1967 г. в Сре-

* Число факторов, влияющих на глубину растворения CaCO_3 , не исчерпывается только биопродуктивностью океана, а зависит также от содержания органического вещества в осадках, характера осадконакопления на шельфе и выноса карбонатов в пределы абиссали и др. [52].

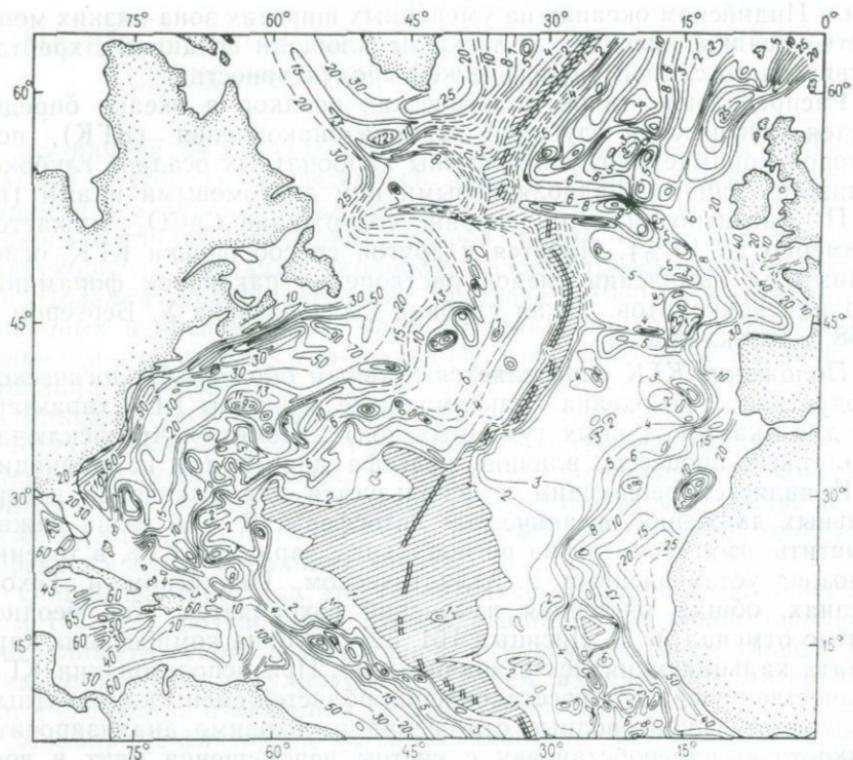


Рис. 10. Карта мощностей осадочного чехла Атлантического океана по данным сейсмического профилирования (J. Ewing et al., 1974)

динно-Атлантическом хребте между 18 и 40° ю. ш. выделили три типа осадков, имеющих разную акустическую прозрачность: пелагические, гомогенные и мутьевые. Пелагические осадки акустически очень прозрачны и редко имеют мощность более 100 м, приурочены они к зоне гребня срединного хребта. Гомогенные осадки появляются в зоне перехода склонов хребта в абиссальные равнины и характеризуются меньшей прозрачностью и большей мощностью. Турбидиты (отложения мутьевых потоков) хорошо стратифицированы, дают многократные отражения и встречаются практически во всех геоморфологических провинциях, в том числе и в зонах трансформных разломов (в поперечных желобах).

Аналогичное разделение осадков срединных хребтов (на примере Индийского океана) на основе выявления фациальных комплексов дано Т. В. Розановой, различающей осадки гребней и склонов, межгорных впадин на склонах хребта, рифтовых ущелий. Осадки гребней и склонов представлены карбонатными фораминиферовыми песками, алевритами и илами, причем последние образуют тонкие, быстро выклинивающиеся прослои. В межгорных впадинах присутствуют переотложенные карбонатные илы, переслан-

вающиеся с фораминиферовыми песками и алевритами. Ритмичность строения осадков, свойственная турбидитам, — характерная особенность этого комплекса. В составе осадков рифтовых впадин значительную роль играют обломочные компоненты, образующиеся как в результате размыва коренных пород, слагающих склоны осевого рифта, так и вследствие чисто гравитационных и сейсмогравитационных процессов (обвалов). Содержание CaCO_3 варьирует от 10 до 50—60 % и определяется КГК. Однако, как указывает Т. В. Розанова, в некоторых случаях карбонатные осадки ($>10\%$ CaCO_3) накапливаются ниже критической глубины благодаря повышенной скорости поступления CaCO_3 , превосходящей скорость растворения.

Одним из важнейших результатов изучения океанического дна за последнее десятилетие является выявление широкого развития гидротермальной деятельности в осевых зонах COX, с которой связано образование металлоносных осадков. Впервые такие отложения были обнаружены в конце 60-х годов в осевой части рифта Красного моря (глубоководные впадины Атлантик II, Дискавери и Альбатрос). Затем в результате глубоководного бурения и изучения осевой зоны COX с помощью подводных аппаратов было выяснено, что это не локальное явление, а общая черта, отражающая влияние эндогенного фактора — тектонического режима океанического рифтогенеза — на осадконакопление.

В 16 впадинах, приуроченных к осевой зоне рифта Красного моря, Г. Ю. Бутузова и Н. А. Лисицына [6], используя модульный метод Н. М. Страхова (отношение Fe и Mn к Ti), выделили несколько типов осадков, в различной мере обогащенных экскальпивным материалом (величина модуля меняется от 15 до 1000 и более).

Было установлено, что осадки с высоким значением железомарганцево-титанового модуля распространены только в пределах рифтовой впадины, где скорость их накопления достигает 100—120 см за 10^3 лет.

Проявление гидротермальной активности, выражющееся в образовании металлоносных осадков и гидротермальных холмов, обнаружено во многих районах Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского центра разрастания, в Калифорнийском и Аденском заливах, на хр. Эксплуорер, в районе FAMOUS (трансформный разлом А) и других местах.

По данным глубоководного бурения (рейсы LIV, LXIII, LXX* и др.), металлоносные осадки лежат непосредственно на базальтах, имеют во многих случаях красно-бурую окраску и состоят из переслаивания карбонатных и карбонатно-кремнистых илов, в различной степени (до 50 %) обогащенных Mn, Fe, Co, Cu, Ni и Zn гидротермального происхождения. Факторный анализ химизма ме-

* Здесь и далее в I части указаны номера рейсов и скважин исследовательского судна «Гломар Челленджер».

таллоносных осадков (рейс 63) показал, что они содержат карбонатно-кремнистый материал биогенного происхождения.

Несомненный интерес представляют гидротермальные холмы (mounds) высотой до 20 м и длиной до 200 м, располагающиеся параллельно оси гребня срединных хребтов в зоне высокого теплового потока. Образование холмов либо связано с диапировым внедрением нонтронитовых глин, либо они являются аккумулятивными образованиями (своеобразные натеки), фиксирующими места выхода гидротермальных растворов на поверхность. Пробы, поднятые «Алвином» на ВТП ($8^{\circ}45'$ с. ш.), показали, что поверхность холмов покрыта железисто-марганцевистой коркой, подстилаемой зеленым нонтронитом, обогащенным Mn и Fe.

Трансформные разломы срединных хребтов, выраженные в рельефе дна в виде поперечных желобов, глубины которых значительно больше, чем в прилегающих к хребтам абиссальных котловинах, являются своеобразными седиментационными ловушками с мощностью осадков до 1000 м и больше. Такие мощности обычно свойственны турбидитам.

Характер осадконакопления в зонах трансформных разломов обнаруживает те же признаки климатической зональности, которые свойственны и осадкам самих хребтов (так, например, в зонах разломов Элтанин и акад. Курчатова осадков нет, а в зоне разлома Вима толща осадков значительна). Во многих случаях осадки хорошо стратифицированы, и по степени акустической прозрачности удается выделить ряд горизонтов (разломы Атлантический, Вима и др.). Высокая тектоническая и сейсмическая активность зон трансформных разломов, кажется, не согласуется с горизонтальным залеганием осадков, и Т. Ван Энделл предложил гипотезу [92], согласно которой постоянные сейсмические толчки приводят к периодическому «разжижению» осадков во время движения склонов желоба и к сохранению первичного горизонтального залегания. Однако детальное изучение трансформных разломов на полигонах позволило выявить признаки деформаций в осадках (разломы Атлантический, Молокай, Кларисон и др.) [15].

Изучение колонок с Восточно-Тихоокеанского поднятия [10] показало, что в осевой зоне осадки состоят из четвертичных биогенных (фораминиферовых, кокколитовых и диатомовых) глин с большим количеством обломков вулканического стекла. В верхней части склонов появляются фораминиферовые глины плиоценового возраста, сменяющиеся в средней части склонов теми же осадками вместе с диатомовыми и радиоляриевыми глинами средне- и позднемиоценового возраста. И, наконец, на нижней ступени отмечаются красные глины раннего миоцена, перекрытые карбонатными илами. В целом в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия распределение осадков относительно оси хорошо согласуется с возрастом океанического dna по магнитным данным.

Однако ряд колонок, полученных со Срединно-Атлантического хребта [20], показал, что в зоне гребня имеются отложения, возраст которых не отвечает магнитной шкале. В колонке РО-8, под-

нятой на расстоянии 130 км от оси хребта, обнаружен глобигериновый ил (ранний и средний миоцен), «запеченный» в пиллоу-лаве, и мел среднемиоценового возраста. Для этого участка Срединно-Атлантического хребта имеется также датировка базальтов (29 ± 4 млрд. лет), дающая близкий возраст. Эти значения примерно в 2 раза превышают возраст, вытекающий из принятых скоростей разрастания [170]. Предположение о возможности захоронения древних осадков под покровами лав позднее было поддержано авторами ряда отчетов по глубоководному бурению [138, vol. 12], когда выявилось расхождение данных бурения с магнитной шкалой. Прямые доказательства были получены при бурении в районе Азорских островов, где скв. 334 прошла через несколько слоев осадков, заключенных внутри базальтового слоя (слой 2) океанической коры.

Рассмотрим изменение мощности осадков по мере удаления от оси хребта (см. рис. 10). Как отмечали М. Юинг и Дж. Юинг, мощность осадков сначала нарастает постепенно, а затем на некотором расстоянии от оси (100—400 км) происходит резкое увеличение мощности. Это связывалось с перерывом в разрастании океанического дна, который окончился около 10 млн. лет назад [20]. Детальное изучение мощности осадков в пределах 160-километровой полосы от оси Срединно-Атлантического хребта на 45° с. ш. подтвердило резкое изменение мощности на расстоянии 80 км от оси, хотя поправка на уплотнение осадков делает это изменение менее четким.

Приведенные выводы основаны на сейсмическом профилировании и изучении колонок осадков. Глубоководное бурение дало много новых фактов, позволяющих рассмотреть процесс осадконакопления на хребтах более детально. Но прежде всего необходимо отметить, что глубоководное бурение не подтвердило предположения М. Юинга и Дж. Юинга о связи изменения мощности осадков в районе магнитной аномалии 5 с перерывом в разрастании океанического дна; следовательно, необходимо искать иные причины для объяснения скачка в мощности осадков.

Рассмотрим несколько фрагментов срединно-оceanических хребтов (Рейкьянес; Срединно-Атлантический к северу от 30° ю. ш.) и поднятие Горда, которые различаются морфологией, скоростью разрастания и положением относительно прилегающих материков. Распределение осадков в районе хр. Рейкьянес представляет особый интерес, ибо здесь со всей очевидностью можно видеть роль осадконакопления как рельефообразующего фактора. В распределении осадков выявляются следующие закономерности: в зоне гребня (с возрастом коры менее 10 млн. лет) мощность осадков крайне незначительна (рис. 11); резкое увеличение мощности происходит в зоне с возрастом коры от 10 до 12 млн. лет (рис. 12); за изохроной 18 млн. лет мощность осадков меняется медленно, и, наконец, между изохронами 45—60 млн. лет мощность более или менее постоянна (800—1200 м). Отмеченный скачок мощности осадков не может быть объяснен перерывом в разрастании океани-

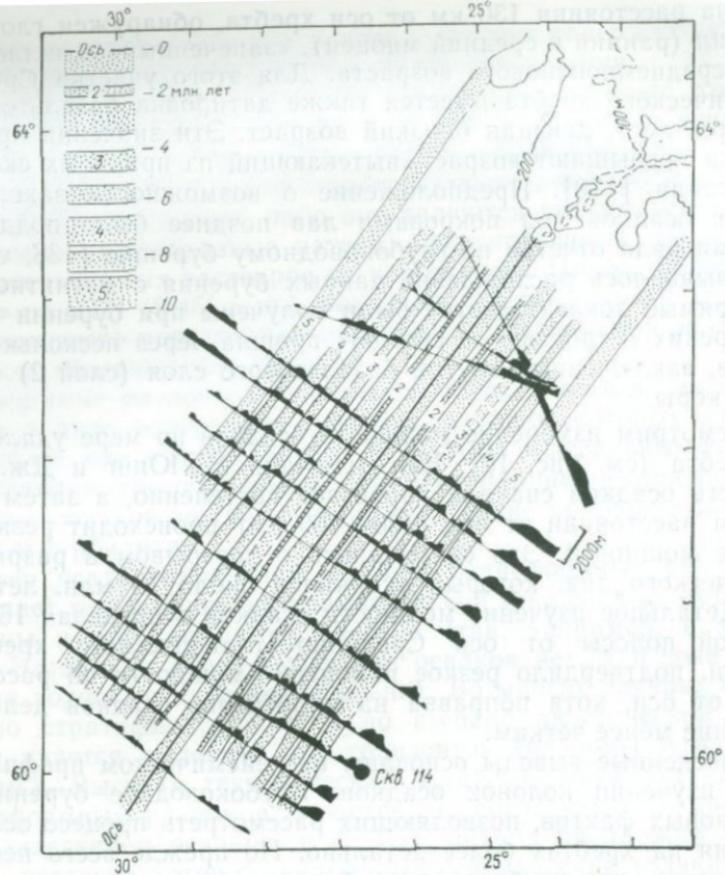


Рис. 11. Распределение мощностей осадочного чехла в структуре хр. Рейкъянес
(M. Talwani et al., 1974)

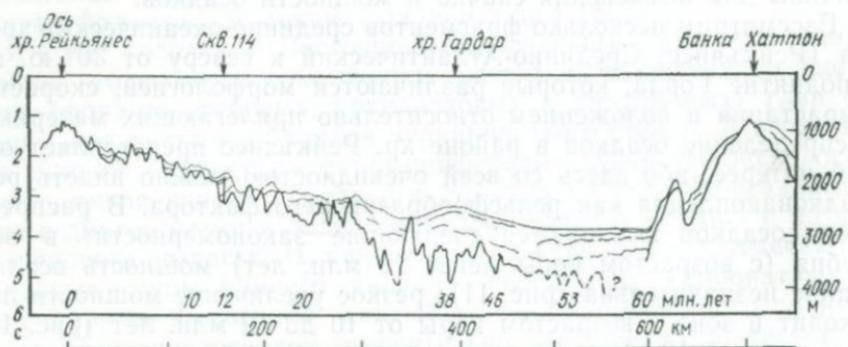


Рис. 12. Структура осадочного чехла между р. Рейкъянес и банкой Хаттон [138]

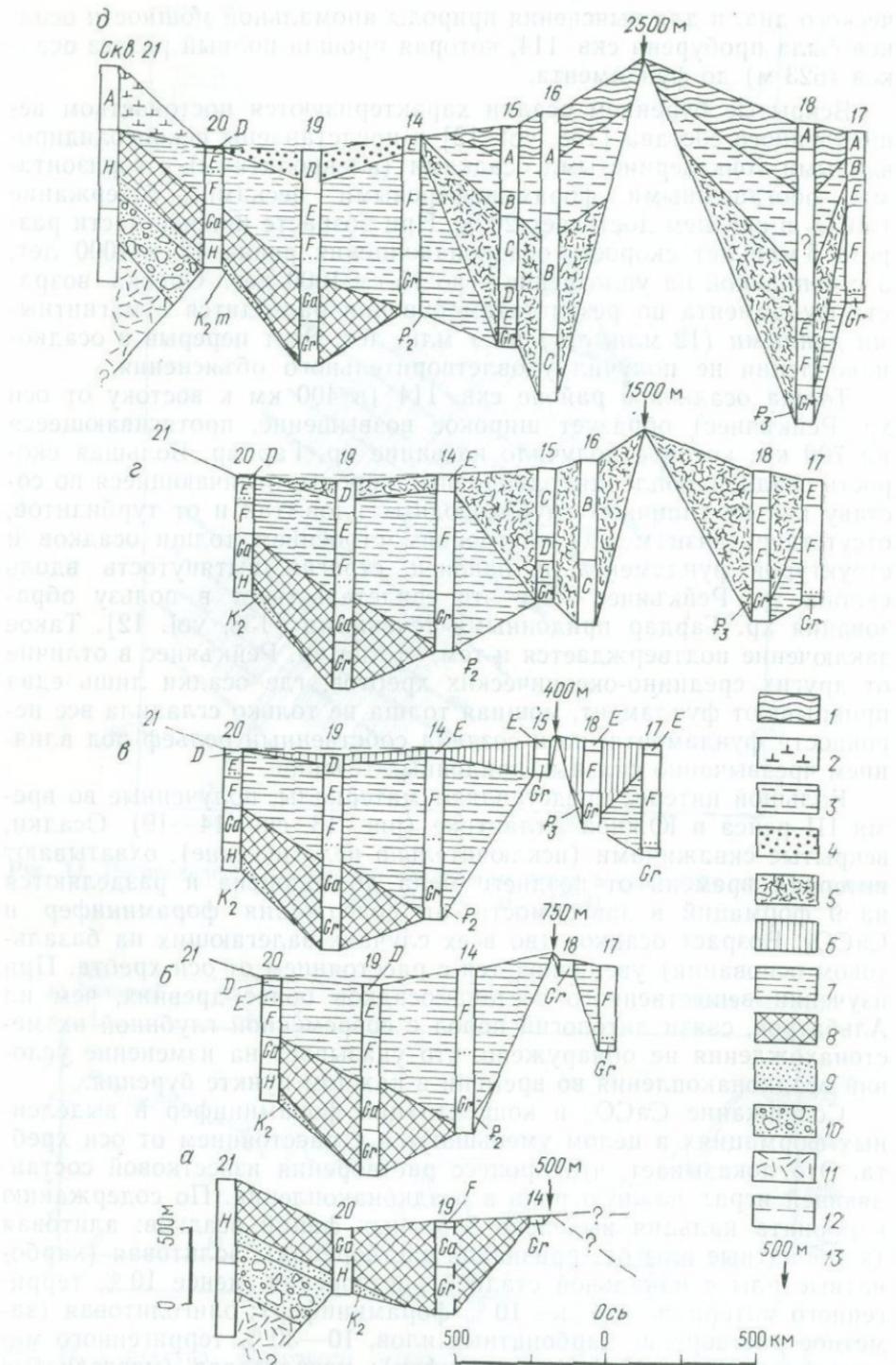
ческого дна, и для выяснения природы аномальной мощности осадков была пробурена скв. 114, которая прошла полный разрез осадков (623 м) до фундамента.

Вскрытие бурением осадки характеризуются постоянством вещественного состава [138, vol. 12] и представлены неконсолидированными тонкозернистыми осадками (алевролитами) с горизонтами, обогащенными фораминиферовыми песками; содержание CaCO_3 в среднем достигает 20 %. При возрасте нижней части разреза 5 млн. лет скорость осадконакопления равна 12 см/1000 лет, а с поправкой на уплотнение — до 15 см/1000 лет. Оценка возраста фундамента по результатам бурения расходится с магнитными данными (12 млн. лет) на 7 млн. лет. Этот перерыв в осадконакоплении не получил удовлетворительного объяснения.

Толща осадков в районе скв. 114 (в 400 км к востоку от оси хр. Рейкъянес) образует широкое возвышение, протягивающееся на 700 км, которое получило название хр. Гардар. Большая скорость осадконакопления, однородные породы, отличающиеся по составу как от типичных глубоководных илов, так и от турбидитов, отсутствие связи между внутренним строением толщи осадков и структурой фундамента, и, наконец, строгая вытянутость вдоль склона хр. Рейкъянес — все это свидетельствует в пользу образования хр. Гардар придонными течениями [138, vol. 12]. Такое заключение подтверждается и тем, что на хр. Рейкъянес в отличие от других срединно-океанических хребтов, где осадки лишь едва прикрывают фундамент, мощная толща не только сгладила все неровности фундамента, но и создала собственный рельеф под влиянием чрезвычайно сильных придонных течений.

Большой интерес представляют материалы, полученные во время III рейса в Южной Атлантике (рис. 13, скв. 14—19). Осадки, вскрытые скважинами (исключительно пелагические), охватывают интервал времени от позднего мела до голоцен и разделяются на 9 формаций в зависимости от содержания фораминифер и CaCO_3 . Возраст осадков (во всех случаях залегающих на базальтовом основании) увеличивается с расстоянием от оси хребта. При изучении вещественного состава осадков более древних, чем ил Альбатрос, связи литологии пород с современной глубиной их местонахождения не обнаружено, что указывает на изменение условий осадконакопления во времени в каждом пункте бурения.

Содержание CaCO_3 и концентрация фораминифер в выделенных формациях в целом уменьшаются с расстоянием от оси хребта. Это показывает, что процесс растворения известковой составляющей играл важную роль в осадконакоплении. По содержанию карбоната кальция выделено 5 разных фаций осадков: алитовая (карбонатные илы без признаков растворения); эолитовая (карбонатные илы с начальной стадией растворения, менее 10 % терригенного материала и более 10 % фораминифер); олиголитовая (заметное растворение карбонатных илов, 10—30 % терригенного материала и менее 10 % фораминифер); мезолитовая (мергелистые илы, значительное растворение, 30—70 % терригенного материала



и менее 3 % фораминифер); гололитовая (красные глины, весь карбонатный планктон растворен).

Осадки Срединно-Атлантического хребта на 30° ю. ш. по этой классификации объединяются в следующие группы: эолитовые (илы Альбатрос, Грампс в зоне гребня); олиголитовые (илы Блэк, Челленджер, Фрам, Грампс); мезолитовые (глина Дискавери в зоне гребня, илы Эндерворт, Газелли, Ирондель), гололитовые (глина Дискавери). Теперь нетрудно представить, что во времени характер осадконакопления меняется от почти полностью эолитовых фаций до гололитовых, а затем снова появляются эолитовые фации (в верхней части склонов хребта). Чтобы связать процесс осадконакопления с развитием хребта, необходимо рассмотреть, как менялась во времени глубина уровня компенсации карбоната кальция.

Дж. Максвелл определяет современную глубину компенсации CaCO_3 для Южной Атлантики (30° ю. ш.) в 4500 м и считает, что на протяжении кайнозоя это значение существенно не менялось. К аналогичному выводу приходит А. И. Лисицын [52]: «анализ кернов (глубоководного бурения — А.Г.) показывает, что компенсационная глубина менялась в незначительных пределах. По крайней мере, с позднего мела система, определяющая критическую глубину, действует примерно в тех же пределах, что и в настоящее время».

С этой точки зрения, реконструкция рельефа Срединно-Атлантического хребта на 30° ю. ш. представляет большой интерес; она тем более ценна, что выделенные фации являются гетерохронными и поэтому не могут отражать изменений глубины компенсации CaCO_3 , связанных с такими причинами, как климатические. Из рис. 13 следует, что начиная с конца эоцена и до раннего миоцена включительно на месте срединного хребта существовало незначительное поднятие, слабо возвышающееся над уровнем компенсации CaCO_3 . Хорошим маркирующим горизонтом при этом служит красная глина Дискавери, образование которой происходило на глубинах менее 4500 м (скв. 15 — ближайшая к оси хребта). Появление олиголитовых карбонатных илов Челленджер в конце миоцена отражает начало активных вертикальных движений, которые привели к поднятию хребта более чем на 1000 м. Эта тенденция

Рис. 13. Реконструкция осадконакопления в районе срединно-океанического хребта в Южной Атлантике (J. Maxwell et al. 1970). В скобках приведены время (млн. лет) и скорость разрастания (см/год).

а — конец эоцена (37; 1,9); б — конец олиоцена (26; 1,8); в — ранний миоцен до конца аквитанского времени (23; 1,5); г — конец миоцена (6; 2,0); д — современное.
1 — плейстоцен; 2 — плиоцен и моложе; 3 — плиоцен; 4 — миоцен и моложе; 5 — миоцен;
6 — нижний миоцен; 7 — олиоцен; 8 — эоцен; 9 — палеоцен; 10 — маастрихт; II — кампания;
12 — глубина дна относительно уровня компенсации КГК; 13 — высота хребта относительно того же уровня. Илы: А — Альбатрос, В — Блэк, С — Челленджер, Е — Эндерворт, F — Фрам,
Ga — Газелли, Gr — Грампс, H — Ирондель, D — глина Дискавери.
Расстояние между пунктами бурения, рельеф дна и мощность стратиграфических горизонтов для наглядности показаны в разных масштабах. Нижняя граница на разрезах соответствует контакту осадки — базальт. Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений скв. 21 (хр. Рио-Гранде) неясна (см. б, в, г).

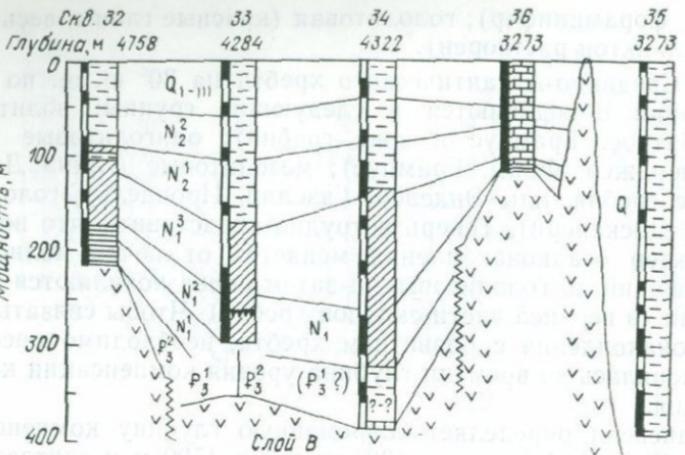


Рис. 14. Строение осадочной толщи в районе хр. Горда по данным глубоководного бурения [138].

1—3 — илы (1 — глинистые терригенные, 2 — кремнистые, 3 — карбонатные); 4 — красная глубоководная глина; 5 — прослои кремня; 6 — базальты; 7 — участки отбора керна

сохранилась в плиоцене и плейстоцене, когда последовательно образуются олиголитовая и эолитовая формации Блэк и Альбатрос.

Анализ осадконакопления в Южной Атлантике показывает, что срединный хребет как морфологически выраженное горное сооружение возник в конце миоцена (около 6 млн. лет назад). Аналогичные выводы могут быть сделаны из результатов бурения в Северной Атлантике (XI рейс), где в скв. 10 на склоне срединного хребта были вскрыты красные цеолитовые глины.

До сих пор мы рассматривали осадконакопление на срединно-океанических хребтах, расположенных на значительном удалении от материков. Обратимся к системе хребтов северо-восточной части Тихого океана, находящихся вблизи материковой окраины Северной Америки.

Во время V рейса буровой профиль был пройден поперек хр. Горда, который протягивается к северу от разлома Мендосино до разлома Бланко (рис. 14). Из толщи осадков, вскрытых бурением в этой зоне, 75 % являются терригенными и 25 % пелагическими, причем в скв. 33—36 осадки целиком терригенные. Характер осадконакопления в пределах хр. Горда хорошо читается по разрезам скв. 35 и 36. Скв. 35 расположена в осевом рифте (впадине Эсканаба) глубиной более 3200 м; ближайшие поднятия зоны гребня возвышаются над дном впадины на 200—400 м. Скважина прошла 390 м осадков и фундамента не достигла. Осадки представлены тонко- и среднезернистыми песками, плохо- и слабосортированными. Если считать, что осевая аномалия относится к эпохе Брюнес (0,7 млн. лет), то скорость осадконакопления получается чрезвычайно высокой (560 мм/1000 лет).

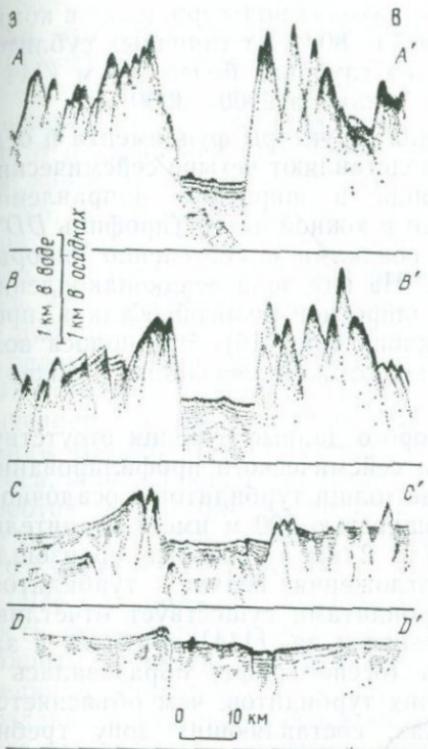
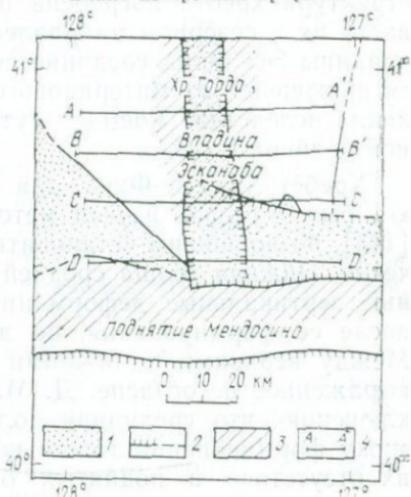


Рис. 15. Поперечные профили (см. рис. 16) через зону гребня хр. Горда [138]

Рис. 16. Схема взаимоотношения хр. Горда и поднятия Мендосино [141].

1 — четвертичные осадки; 2 — разломы; 3 — зона нормальной полярности магнитного поля (эпоха Брюнес); 4 — расположение поперечных профилей



В скв. 36 вскрыт разрез отложений, начиная со среднего миоцена. В основании залегают маломощные красные глины, которые выше переходят в кремнистые илы верхнего миоцена. Плиоценовые и плейстоценовые осадки представлены карбонатными илами и отделяются от нижнего комплекса перерывом в осадконакоплении продолжительностью 2 млн. лет [138, vol. 5]. Принимая нижнюю границу плиоцена в 5,5 млн. лет, можно говорить о резком изменении характера осадконакопления в это время. Накопление красных глин происходило на значительных глубинах (4500 м) при малых скоростях осадконакопления (2 мм/1000 лет); образование же карбонатных илов, содержащих переотложенную эоценовую и более молодую фауну, отличается высокой скоростью (15—24 мм/1000 лет) и характеризует изменение условий осадконакопления.

Возрастная граница смены режимов осадконакопления совпадает со временем резкой перестройки океанической коры (эпоха аномалии 3) [138], что привело к образованию системы хребтов Горда, Хуан-де-Фука и Эксплуэр; очевидна ведущая роль вертикальных тектонических движений в этой перестройке. Представляется, что формирование осевого рифта хр. Горда (впадина Эсканаба), выполненного мощной толщей турбидитов, и прилегающей части зоны гребня, лишенной осадков, произошло уже после отло-

жения турбидитов. Это заключение находит подтверждение в комплексе фораминифер, состоящих на 75—80 % из типичных сублиторальных форм, редко обитающих на глубинах более 100 м [144], современная же глубина впадины Эсканаба 2000—3000 м.

Для понимания взаимоотношения структуры фундамента и осадочного чехла большой интерес представляют четыре сейсмических профиля, пересекающих хр. Горда в широтном направлении (рис. 15), которые показывают, что в южной части (профиль *DD'*) структура хребта погребена под осадками и постепенно «прорывает» их в северном направлении. На юге зона осадконакопления впадины Эсканаба соединяется с широтной полосой осадков, протягивающейся от материкового склона (рис. 16). Эта полоса возникла вследствие мощных мутьевых потоков, связанных с подводной долиной Бланко.

Хребет Хуан-де-Фука, для которого данные бурения отсутствуют, был детально изучен методом сейсмического профилирования [144], позволившим установить две толщи турбидитов в осадочном чехле. Нижняя толща средней мощностью 500 м имеет значительные вертикальные деформации (до 2 км), которые произошли после ее формирования, но до отложения верхних турбидитов. Между верхними и нижними турбидитами существует отчетливо выраженное несогласие. Д. Макманус и др. [144] приходят к заключению, что срединная долина (осевой рифт) образовалась в эпоху формирования толщи верхних турбидитов, чем объясняется их отсутствие в поднятых блоках, составляющих зону гребня хребта.

Анализ характера осадконакопления на срединно-океанических хребтах, находящихся в разных климатических зонах и на разном удалении от прилегающих материков, позволяет выявить основные факторы, влияющие на осадконакопление. К ним относятся мутьевые потоки, биологическая продуктивность океанических вод и донные течения, причем зональным фактором является только биологическая продуктивность. Мы не упоминаем о тектоническом факторе; его влияние на распределение мощностей и типов осадков достаточно очевидно, ибо тектонические процессы, как и вулканизм, действуют повсеместно, именно они и создают срединные хребты.

На распределение мощностей осадков, а также на скорость осадконакопления в пределах срединных хребтов существенное влияние оказывает близость к материковому склону. Кроме хр. Горда значение этого фактора отчетливо видно в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана, отличающегося от других океанических бассейнов меньшей шириной и возрастом (40—60 млн. лет). Сейсмическое профилирование выявляет здесь взаимоотношение фундамента и чехла, близкое к тому, что наблюдается в хр. Горда [20].

Глубоководное бурение в районе зоны разлома Тамайо (23° с. ш.), где происходит сочленение Восточно-Тихоокеанского

поднятия с океаническим рифтом Калифорнийского залива, показало, что четвертичные отложения состоят из переслаивания алевритовых глин и песков, содержащих в большом количестве обломки древесины и органический материал, вулканический пепел с обломками кислого стекла и зернами биотита. Эти данные говорят о поступлении обломочного материала с континентальной зоны, прилегающей к заливу (скв. 482—485).

Хр. Книповича — другой убедительный пример, иллюстрирующий влияние прилегающей суши (Западный Шпицберген) на состав и распределение мощностей осадков срединных хребтов. Скв. 344, пробуренная на склоне хр. Книповича, в 16 км к востоку от рифтовой долины, вскрыла разрез, в котором наряду с глинами и пелагическими илами имеются прослои турбидитов и ледниковых отложений. Такой пестрый состав осадков вместе с резким увеличением мощности осадочного чехла в сторону материковой окраины Шпицбергена подчеркивает существенное значение области сноса, определяющей характер осадконакопления в зоне срединных хребтов, когда они располагаются вблизи от материка. Нельзя не отметить удивительную аналогию, приведенного примера с тем, что изображено на рис. 14.

Все эти примеры наглядно показывают очень резкую изменчивость фациальных типов осадков в латеральном ряду; особенно важным является то, что латеральные фациальные ряды при движении в сторону от оси хребта могут существенно различаться, создавая асимметрию осадконакопления, и это необходимо учитывать при палеотектонических построениях.

В заключение охарактеризуем основные черты осадконакопления COX и определим их формационную принадлежность.

Осадки COX отличаются резкой фациальной изменчивостью как в латеральном, так и в вертикальном ряду, и это обычно сочетается с одновременным изменением их мощности. Помимо климатической зональности, являющейся глобальным фактором океанического осадконакопления, для COX важнейшим обстоятельством, определяющим характер осадконакопления, выступает их удаленность от континента.

Генетические, или фациальные, типы отложений были достаточно подробно охарактеризованы выше, и среди них можно выделить следующие главные фациальные комплексы: пелагические осадки (карбонатные, кремнистые или смешанного типа), терригенные осадки, формирующиеся как за счет размыва прилегающих материков, так и за счет размыва срединных хребтов и их островов, металлоносные осадки как результат гидротермальной активности COX и вулканогенно-осадочные образования. Вероятно, следует выделять в самостоятельный тип продукты подводного выветривания, но в группе не осадочных, а вулканогенных пород, ибо процессы как гальмиролиза и зеленокаменного метаморфизма, так и физического разрушения свойственны образованиям слоя 2 океанической коры (см. гл. 3).

Глава 3.

СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

НОРМАЛЬНАЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

Еще сравнительно недавно, в середине 60-х годов, строение океанической литосферы представлялось достаточно простым. Предполагалось, что выделяемые по геофизическим данным три слоя — осадочный (1), акустический фундамент (2) и океанический (3) — лишены неоднородностей как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Однако уже первые данные глубоководного бурения, которое сопровождалось сейсмическим профилированием, показали сильные вариации упругих характеристик выделяемых слоев в океанической коре.

Осадочный слой (или слой 1) в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах сложен толщей осадков, в разной степени литифицированных. Акустическая скорость, измеренная в образцах, полученных при глубоководном бурении, не превышает 2 км/с, что хорошо согласуется с данными сейсмического профилирования. Скорость во всех случаях увеличивается с глубиной, и ее вариации слабо зависят от вещественного состава; значения скорости имеют прямую корреляцию с плотностью осадков и обратную с пористостью.

Слой 2 имеет сильные колебания значений скоростей и мощности в разных океанах. По мере изучения океанической литосферы выяснилось, что строение слоя 2 океанической коры (как, впрочем, и слоя 3) значительно сложнее. Из табл. 2 видна эволюция представлений о строении океанической коры; следует обратить внимание на данные П. Мураура и Дж. Шефлера, показывающие перекрытие граничных значений v_p для 1-го, 2-го и 3-го слоев.

Большинство исследователей считают, что разброс значений v_p для слоя 2 отражает реальные различия свойств пород океанического ложа. Использование акустических буев позволило уловить региональные вариации слоя 2, который Хоутц и Юинг в 1976 г. подразделили на горизонты 2A, 2B и 2C, причем наибольшей изменчивостью обладает слой 2A ($v_p = 3,33 - 4,12$ км/с).

Глубоководное бурение подтвердило предположение, что слой 2A сложен сильно брекчированными и трещиноватыми базальтами,

Строение океанической коры

Слой	Скорость продольных волн, км/с	Мощность, км	Слой	Скорость продольных волн, км/с	Мощность, км
P. Raitt, 1963 г.			P. Мигаоуг, J. Schoeffler, 1976 г.		
1	1,5—3,0	0—1	1	1,5—5,4	0—2,0
2	5,07±0,63	1,71±0,65	2	5,0—7,0	0,5—1,5
3	6,69±0,26	4,86±1,42	3	6,2—7,0	1,0—4,5
J. Peterson et al., 1974 г.			4	7,1—7,7	?—5,3
1	1,7—2,0	0,5—1,5			
2A	2,5—3,8	0,5—1,5			
2B	4,0—6,0	0,5—1,5			
3A	6,5—6,8	2,0—3,0			
3B	7,0—7,7	2,0—5,0			

которые по мере удаления от оси Срединно-Атлантического хребта, т. е. с удревнением океанической коры, становятся более консолидированными за счет цементации обломков и выполнения трещин вторичными минералами. Это объясняет тот факт, что в районе изохроны 50—60 млн. лет слой 2A выделить уже невозможно. Мощность слоев 2B ($v_p=4,93—5,22$ км/с) и 2C ($v_p=5,97—6,25$ км/с) постоянна, и, таким образом, мощность слоя 2 в целом меняется только в той его части, где присутствует слой 2A.

Характеристика слоя 3 может быть дана только по сейсмическим данным, ибо бурением он нигде не достигнут, за исключением скв. 334 в районе Азорских островов. Этот слой имеет достаточно близкие значения скорости продольных волн и мощности в разных океанах, что, кажется, может свидетельствовать о его однородности. Статистическое изучение мощности слоя 3 в Тихом океане показало, что она функционально связана с возрастом океанической коры: $H=5,05—1,8\exp(-t/18)$, где H — мощность слоя 3, t — возраст коры.

Из табл. 2 следует, что в пределах слоя 3 выделяются два сейсмических горизонта со скоростями 6,5—6,8 и 7,0—7,7 км/с. Такое заключение было поддержано в работе [122] по Срединно-Атлантическому хребту, где на основе построения синтетических сейсмограмм выделены слой 3A ($v_p=6,8$ км/с) и 3B ($v_p=7,5$ км/с).

Измерение скоростей упругих волн при давлении 150 МПа 25 образцов габбро, метагаббро и измененных габбро, полученных при драгировании и глубоководном бурении, показало широкий диапазон величин — от 4,9 до 7,1 км/с. Максимальные значения (6,8—7,1 км/с), свойственны неразложенным габбро, а низкие значения — габбро, подвергшимся зеленокаменному метаморфизму с образованием хлорита, актинолита и т. д. В этом отношении ин-

тересен разрез, вскрытый скв. 334, где ниже слоя 2 вскрыты свежее грубозернистое габбро, оливиновое габбро и частично серпентизированный плагиоклазовый перидотит. Измеренная в них скорость продольных волн при давлении 50 МПа меняется от 6,4 до 7,3 км/с, составляя в среднем 6,88 км/с.

Характер контакта между базальтами слоя 2 и габбро-перидотитами слоя 3 в скв. 334 неясен ввиду отсутствия керна, но независимо от природы контакта очевидно, что слой 3 сложен породами габбровидного состава, а вариации скоростей обусловлены степенью метаморфизма.

КОРА СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В последнее десятилетие в изучении строения коры срединных хребтов в целом и особенно их осевых зон был достигнут существенный прогресс, связанный, в первую очередь, с использованием донных сейсмоприемников, многие из которых устанавливались непосредственно в скважинах глубоководного бурения (на разной глубине в пределах слоя 2 океанической коры). Это дало возможность повысить чувствительность детекторов для записи продольных и поперечных волн. Кроме того, широкое использование многоканального профилирования и радиобуев с гидрофонами на системах коротких профилей позволило выявить ряд важных деталей в строении коры океанических хребтов, которые ранее не были установлены или рассматривались как случайные помехи (шум) в записях. При обработке данных широко применялся метод построения синтетических сейсмограмм. И, наконец, сейсмическая томография позволила впервые представить состояние вещества в мантии до глубины 500 км.

Одним из основных результатов широкого комплекса сейсмических исследований явилось установление сильной латеральной и продольной неоднородности в строении коры срединно-океанических хребтов, имеющей разный масштаб. В то же время нельзя не отметить, что данные, полученные разными методами, не всегда согласуются между собой, что создает понятную неоднозначность интерпретации.

Главное отличие строения коры срединных хребтов от нормальной океанической коры заключается в ее меньшей мощности. Это положение считалось твердо установленным и является одним из постулатов тектоники плит [144]; увеличение мощности коры, главным образом, за счет слоя 3, сопровождается увеличением скоростей сейсмических волн. Однако появились работы, в которых это положение поставлено под сомнение. Дж. Оркут и др. [168] привели доказательства высоких значений v_p в слое 2A (4,4—4,8 км/с) для коры с возрастом до 12 млн. лет, а Дж. Маклейн [157] на основе тщательного анализа первичных данных прямо пишет о несостоятельности вывода об утолщении океанической коры по мере увеличения ее возраста. Современное состояние этой проблемы таково, что основания для такого заключения действительно имеются. Рассмотрим несколько примеров.

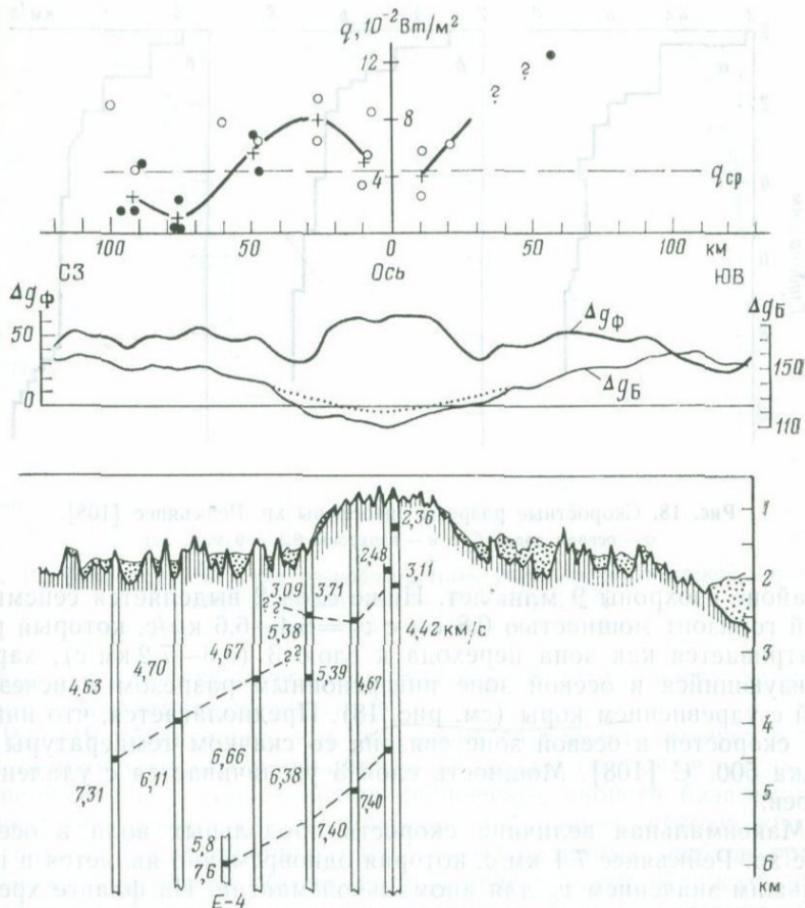


Рис. 17. Сейсмический разрез, гравитационные аномалии ($n \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}^2$) и плотность теплового потока хр. Рейкъянес [170].

Пунктиром показана аномалия Буге с поправкой на породы низкой плотности фундамента в зоне гребня

Хр. Рейкъянес был одним из первых фрагментов мировой системы срединных хребтов, где проведены детальные сейсмические исследования сначала М. Юнгом в 1959 г., а затем М. Тальвани и др. в 1971 г., и на примере этого района можно увидеть очевидные изменения наших представлений о строении коры срединных хребтов (рис. 17, 18).

На основе системы из трех сейсмических профилей длиной в 120 км, параллельных оси хребтов в области изохрон 0,3 и 9 млн. лет (см. рис. 18), выявлено изменение строения коры по мере удаления от оси [108]. Слой 2 подразделяется на три горизонта со значениями $v_p = 2,2-3,8, 4,6-4,7$ и $5,4-6,5$ км/с, причем мощность первого и третьего горизонтов постоянна, а для второго характерно изменение мощности с 1,3 км в осевой зоне до 0,8 км

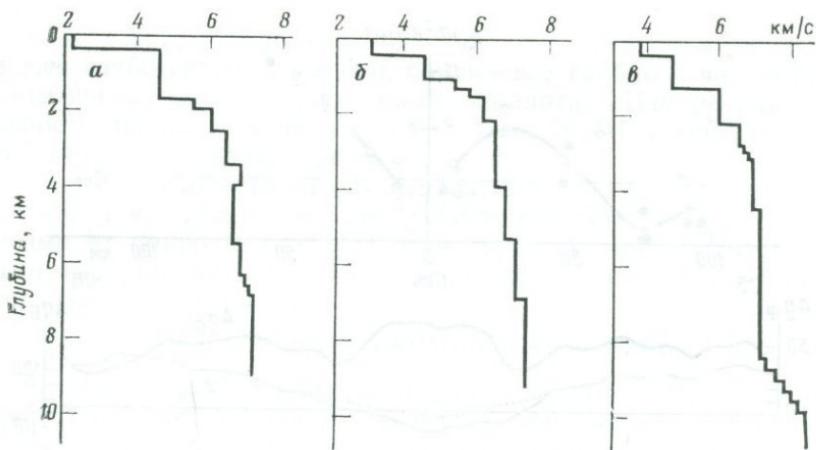


Рис. 18. Скоростные разрезы литосферы хр. Рейкъянес [108].
а — осевая зона; б и в — изохроны 0,3 и 9 млн. лет

в районе изохроны 9 млн. лет. Ниже слоя 2 выделяется сейсмический горизонт мощностью 0,8 км с $v_p = 6,4\text{--}6,6$ км/с, который рассматривается как зона перехода к слою 3 (6,6—7,2 км/с), характеризующийся в осевой зоне инверсионным разрезом и исчезающий с удревнением коры (см. рис. 18). Предполагается, что инверсия скоростей в осевой зоне связана со скачком температуры порядка 500 °C [108]. Мощность слоя 3 увеличивается с удалением от оси.

Максимальная величина скорости продольных волн в осевой зоне хр. Рейкъянес 7,1 км/с, которая одновременно является и наименьшим значением v_p для аномальной мантии. На фланге хребта (изохрона 9 млн. лет) устанавливается нормальная для границы Мохо скорость 8,2 км/с с изменением в направлении от оси в пределах 0,60—0,66 км/с.

Детальное изучение коры методом преломленных волн на 24° с. ш. в Атлантике в районе изохроны 9 млн. лет на полигоне площадью 2100 км² дало важные результаты, показавшие, что времена запаздывания функционально связаны с глубиной дна и изолинии скоростей для подошвы слоя 2 повторяют контуры рельефа дна [205]. Эти данные указывают на сильное влияние блоковой структуры хребта (проникновение разломов через весь слой 2) на строение коры. Здесь же обнаружена анизотропия скоростей в верхней мантии (при $v_p = 8,0 \pm 0,3\text{--}0,4$ км/с).

Обратимся к другим участкам Срединно-Атлантического хребта, где сейсмические разрезы дают возможность проследить изменение v_p с глубиной (рис. 19). Из сравнения разрезов видно, что такие изменения характеризуются очень сильными вариациями как при движении вдоль оси в пределах одной и той же изохроны, так и в латеральном направлении от оси в сторону удревнения океани-

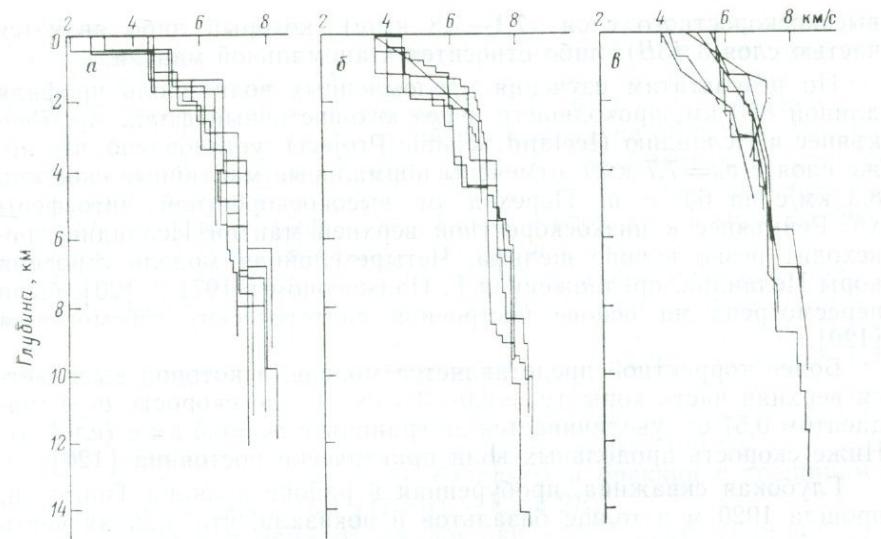


Рис. 19. Скоростные разрезы разновозрастных участков океанической коры Северной Атлантики, по Р. Уайту [167].
а — 0—3 млн. лет, б — 4—5 млн. лет, в — более 50 млн. лет

ческой коры. Главный вопрос заключается в том, носят ли изменения систематический характер?

Рис. 19 убедительно, как нам кажется, свидетельствует о том, что, опираясь только на сейсмические данные (включая результаты экспериментов по определению физических свойств базальтов из слоя 2, полученных при глубоководном бурении), невозможно достаточно надежно выделять слои в коре срединных хребтов, границы между которыми обычно постепенные и могут отражать изменение и состава пород, и их физических свойств, и сочетание обоих признаков. Отсюда становится очевидной и неоднозначность в определении мощности отдельных слоев океанической коры.

Другим важным моментом является неясность в положении границы Мохо вблизи осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, которая определена только в одном месте (хр. Рейкъянес). Поэтому все выводы о систематическом увеличении суммарной мощности коры по мере удаления от оси (учитывая к тому же разброс значений на рис. 19 около 2 км) становятся малосостоятельными.

Особую проблему составляет высокоскоростной слой (с $v_p = 7,5$ км/с) в нижней части коры, установленный только на 45° с. ш. в Атлантике [122], появление которого может быть обусловлено предпочтительной ориентировкой оливинов (гипотеза Г. Хесса), ибо скоростные разрезы, ориентированные косо и перпендикулярно относительно оси хребта, различаются (см. разрезы на рис. 19, 20).

Несомненный интерес представляет строение коры Исландии (включая переходную зону от хр. Рейкъянес) в связи с природой

высокоскоростного слоя (7,1—7,8 км/с), который либо является частью слоя 3 (3B), либо относится к аномальной мантии.

По результатам изучения преломленных волн вдоль профиля длиной 800 км, проходящего через юго-восточный фланг хр. Рейкьянес и Исландию (Iceland Seismic Project), установлено, что ниже слоя с $v_p = 7,7$ км/с отмечены нормальные мантийные скорости 8,3 км/с на 63° с. ш. Переход от высокоскоростной литосферы хр. Рейкьянес к низкоскоростной верхней мантии Исландии происходит резко в зоне шельфа. Четырехслойная модель строения коры Исландии, предложенная Г. Палмасоном в 1971 г. [20], была пересмотрена на основе построения синтетических сейсмограмм [120].

Более корректной представляется модель, в которой выделяется верхняя часть коры ($v_p = 2,0$ —3,5 км/с), где скорость v_p с градиентом $0,57 \text{ с}^{-1}$ увеличивается до границы с $v_p = 6,5$ км/с (слой 3). Ниже скорость продольных волн практически постоянна [120].

Глубокая скважина, пробуренная в районе вулкана Тингмули, прошла 1920 м в толще базальтов и показала, что нижняя часть коры Исландии не состоит из комплекса параллельных даек, как предполагалось ранее. Оказалось, что переход от слоя 2 к слою 3 имеет метаморфическую природу (впервые эту идею высказал Г. Палмасон в 1970 г.) и, как следует из изучения шлифов вулканитов из нижней части разреза скважины и экспериментальных данных [179], 20 % эпидота в базальтах вполне достаточно для объяснения наблюдаемых значений v_p в слое 3.

Таким образом, переход от хр. Рейкьянес к Исландии сопровождается утонением океанической коры в 2—3 раза и одновременно увеличением мощности аномальной мантии ($v_p = 7,0$ —7,6 км/с), подстилающей не только неовулканическую зону, но и всю Исландию [102]. Такое заключение противоречит представлениям о мощной коре континентального типа под Исландией.

Строение коры Восточно-Тихоокеанского поднятия отличается от коры Срединно-Атлантического хребта существованием зоны низких скоростей вблизи оси [168].

В районе 9° с. ш. под слоем со скоростью 6,7 км/с и мощностью 2 км была установлена зона со значением 4,8—5,1 км/с и мощностью 1,4 км, ниже которой скорость снова увеличивается до 6,2—6,8 км/с, а мантийная скорость достигается на глубине 6 км ниже дна [168]. Последующее изучение низкоскоростной зоны [181] показало, что ее мощность увеличивается от сотен метров вблизи оси до 4 км на краю осевого блока, имея ширину около 20 км. Отмечены вариации скоростей от 7,7—7,8 км/с в районе оси до 7,4—7,5 км/с в пределах изохроны 2,0—2,4 млн. лет. С удалением от оси мантийная скорость увеличивается до 8,0 км/с (изохона 4,1 млн. лет), а южнее, на $3,37^\circ$ ю. ш., скорость на границе Мохо достигает 8,65 км/с и быстро убывает с глубиной. Для верхней мантии Восточно-Тихоокеанского поднятия на всем его протяжении характерна анизотропия скоростей в мантии порядка 0,3—0,5 км/с.

В большинстве современных работ по строению коры Восточно-Тихоокеанского поднятия принято разделение слоя 2 на три сейсмических горизонта ($2A$, $2B$ и $2C$), из которых для первых двух типично увеличение значений v_p (до 5,1 км/с) с удревнением возраста коры, а горизонт $2C$ такой тенденцией не обладает. Что касается слоя 3, то в некоторых районах его выделить не удается (скв. 485), а в других случаях, ввиду перекрытия значений v_p слоя $2C$ (6,44 км/с, рифт Коста-Рика) и слоя 3 (6,1 км/с, хр. Эксплоуэр), его существование остается под вопросом [194].

Для интерпретации вариации скоростей сейсмических волн в слое 2 большое значение имеет скв. 504В, пробуренная в 200 км южнее рифта Коста-Рика в районе изохроны 6,2 млн. лет. Здесь скважина прошла 1075,5 м базальтов и вскрыла следующий разрез [94]:

- 1) сильно трещиноватые и брекчированные пиллоу-лавы и массивные базальты с высоким содержанием воды (100 м),
- 2) пиллоу-лавы, массивные базальты и брекчи с трещинами, заполненными смектитом (475 м) — слой $2B$,
- 3) переходная зона от пиллоу-лав к дайковому комплексу с трещинными сульфидами Fe, Zn и Cu (191 м),
- 4) дайковый комплекс (295 м).

Непосредственно ниже рудной залежи происходит резкое изменение всех физических свойств — увеличение плотности, электропроводности, теплопроводности, продольных и поперечных волн как следствие уменьшения степени раздробленности и пористости. Зона изменения физических свойств не соответствует смене типов базальтов и переходная зона $2B$ — $2C$ не отвечает появлению дайкового комплекса.

Таким образом, данные бурения в скв. 504В впервые дали возможность увязать сейсмические характеристики с реальными изменениями физических свойств и состава пород верхней части океанической коры, типичной для флангов срединных хребтов. Они еще раз подчеркнули сильную зависимость сейсмических характеристик базальтов от их трещиноватости, пористости и гидротермального изменения. Понятно, что в таких случаях корреляция сейсмических разрезов удаленных друг от друга фрагментов срединных хребтов в океане — задача чрезвычайно трудная.

Существование зон перехода от слоя к слою с постепенным изменением градиентов скоростей и отсутствие скачков не позволяют достаточно уверенно определять и мощность отдельных слоев, что ставит под сомнение и ранее установленные закономерности увеличения суммарной мощности океанической коры по мере удаления от оси хребтов. Вероятно, в такой ситуации правильнее говорить о существовании двух типов океанической коры: зоны гребня хребтов и их флангов, граница между которыми проходит в районе изохрон 10—20 млн. лет. За пределами этих изохрон границы между отдельными слоями более резко выражены и, вероятно, имеют метаморфическую природу. В этой связи необходимо обратить внимание на появление зоны низких скоростей ниже границы Мохо

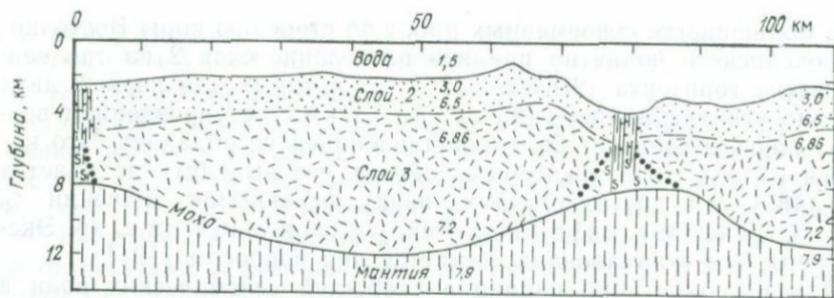


Рис. 20. Сейсмический разрез, параллельный оси Срединно-Атлантического хребта вблизи трансформного разлома Океанограф, по Р. Уайту [167].

— зона серпентинизации, жирные точки — предполагаемое положение границы Мохо

для древней океанической коры, что подтверждает справедливость гипотезы Г. Хесса о серпентинизации ультраосновных пород.

Наиболее сильные вариации в строении коры срединных хребтов связаны с трансформными разломами, кора которых имеет либо меньшую мощность, либо меньшие скорости в коре, чем кора хребтов вне зон разломов (рис. 20). Утонение коры чаще всего происходит за счет меньшей мощности слоя 2, что вытекает из самой природы трансформных разломов, где магмопродуктивность существенно меньше. Понижение скоростей сейсмических волн также не удивительно, ибо сильная раздробленность коры способствует глубокому проникновению воды и серпентинизации ультраосновных пород нижней части разреза коры. Оба эти фактора приводят к понижению скоростей упругих волн всех слоев коры зон трансформных разломов.

Глава 4.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Изучение аномалий силы тяжести дает ценную информацию о распределении плотностных неоднородностей литосферы срединных хребтов. Использование различных редукций гравитационного поля и особенно популярный в последние годы спектральный анализ дали возможность выявить неоднородности разного масштаба и глубинности.

На фоне спокойного гравитационного поля океанических котловин с близкими к нулю аномалиями в свободном воздухе и высокими аномалиями Буге ($450 \cdot 10^{-5}$ м/с 2) срединные хребты характеризуются в целом малоамплитудными аномалиями Фая ($20-30 \cdot 10^{-5}$ м/с 2) и существенно меньшими, чем в абиссали, аномалиями Буге ($150-200 \cdot 10^{-5}$ м/с 2) (рис. 21). Латеральные границы сре-

динных хребтов достаточно надежно оконтуриваются изоаномалиами в $(200-250) \times 10^{-5}$ м/с².

Наблюдается устойчивая корреляция осредненных глубин Срединно-Атлантического хребта с аномалиями Фая на протяжении 12 000 км (см. рис. 3), несмотря на существование вариаций в скорости разрастания. Аналогичная закономерность присуща и другим срединным хребтам в Тихом и Индийском океанах, где при разной скорости раздвижения плит аномалии Фая находят прямое отражение в рельефе дна, а их значения невелики. По расчетам У. Каулы, средние значения аномалий Фая для естественно выделяемых блоков океанической коры с площадью не менее 10^6 км² равны $(15-20) \cdot 10^{-5}$ м/с². Эти данные говорят об изостатическом равновесии всей системы срединных хребтов.

Аномалии Буге минимальны в зоне гребня и увеличиваются с удалением от оси хребтов. Е. Г. Мирлин на основе осреднения данных по 17 профилям, ориентированных перпендикулярно к срединным хребтам в Атлантическом и Тихом океанах, вывел эмпирическую зависимость величины аномалий от возраста океанической коры:

$$\Delta g_B = 186 (1 + 0,08 \sqrt{t}),$$

где Δg — аномалия Буге с топографической поправкой, 10⁻⁵ м/с², t — возраст коры, млн. лет.

Эта зависимость отражает распределение плотностных неоднородностей, функционально связанных с возрастом океанической литосферы, как общую закономерность для всех срединных хребтов независимо от скорости разрастания океанического дна. Данная закономерность нарушается за пределами изохроны 20 млн. лет, где области океанического рифтогенеза уже теряют выражение в рельефе дна (к обсуждению природы этой связи мы вернемся в гл. 5 и 7).

Для анализа структуры срединных хребтов важное значение имеет изучение связей между рельефом осевой зоны и гравитационным полем, позволяющее независимым путем оценить эффективную мощность литосферы, ибо сейсмические данные, как показано в гл. 5, не дают однозначной интерпретации. Кросс-спектр

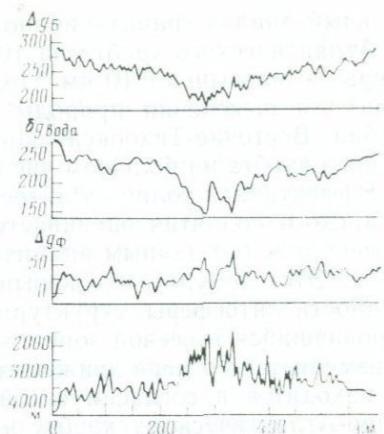


Рис. 21. Гравитационные ($n \cdot 10^{-5}$ м/с²) и батиметрический профили через Срединно-Атлантический хребет, по Ж. Кульному

ральный анализ гравитационного поля, выполненный для Срединно-Атлантического хребта на 10° с. ш., показал, что толщина литосферы не превышает 10 км. Позднее эта методика была использована для выяснения природы изостатической компенсации зоны гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединно-Атлантического хребта на большом числе профилей [110].

Эффективная толщина литосферы в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия оценивается в 2—6 км и с удалением от оси не меняется (по данным анализа профилей длиной в 150 и 960 км) [110]. Этот результат показывает, что, несмотря на увеличение мощности литосферы, структура (рельеф) ее верхней части, сформировавшийся в осевой зоне, оказывается как бы замороженной и не изменяется по мере движения плиты. Данный вывод Дж. Кокрана находится в согласии с сейсмическими материалами по Срединно-Атлантическому хребту на 24° с. ш. (см. гл. 3).

В Срединно-Атлантическом хребте было изучено 16 профилей, перпендикулярных к простирианию хребта и протягивающихся на 200 км по обе стороны от оси (до изохроны 17 млн. лет). Несмотря на сильные вариации в характере рельефа осевой зоны, во всех случаях отмечается локальный минимум в редукции Фая. Эффективная толщина литосферы Срединно-Атлантического хребта оказалась больше, чем у Восточно-Тихоокеанского поднятия, и находится в пределах от 7 до 13 км.

Важно подчеркнуть, что в зависимости от рельефа зоны гребня характер выражения изостатических аномалий меняется. В случае существования осевого горста наблюдается локальный максимум, а при наличии рифтовой долины — минимум изостатической аномалии.

В рамках стационарной модели все было бы просто объяснить, если бы для хр. Рейкъянес не была получена та же величина мощности литосферы, что и для Восточно-Тихоокеанского поднятия, ибо это делает невозможным объяснение указанных различий разной скоростью разрастания океанического дна. В этой связи интересны результаты изучения гравитационного поля хр. Колбенсей, где аномалии в свободном воздухе имеют амплитуду $(10-40) \cdot 10^{-5}$ м/с², и в случае присутствия рифтовой долины в осевой зоне отмечается минимум силы тяжести, а при осевом поднятии — максимум.

Трансформные разломы должны существенно нарушать гравитационное поле срединных хребтов. В зоне трансформных разломов происходит сочленение разновозрастных фрагментов океанической литосферы, имеющих разную мощность. Чем больше разница в возрасте, тем резче выражено различие мощностей и, следовательно, тем больше должен быть краевой гравитационный эффект как следствие вертикальных перемещений (например, разлом Мендосино).

Выраженность в гравитационном поле активных и пассивных частей трансформных разломов неодинакова.

В активных частях трансформных разломов (заключенных между осевыми зонами хребтов), как показал впервые Э. Бонатти в 1973 г., реальная ситуация часто отличается от теоретической, т. е. вытекающей из стационарной модели остывающей плиты. Это обусловлено скачками оси разрастания и наличием блоков древней коры в осевой зоне. Кроме того, анализ реальных профилей через трансформные разломы нередко выявляет отсутствие асимметрии в глубинах дна (см. рис. 10), что может быть связано с латеральными плотностными неоднородностями в строении коры, диапиром внедрением серпентинитов или нестационарным термическим режимом конструктивной границы (последнее наиболее вероятно как общая причина отмеченных нерегулярностей).

В пассивных частях трансформных разломов неоднородности, свойственные молодой океанической литосфере, сглаживаются, рельеф становится спокойным, а аномалии гравитационного поля маловыразительными [188].

Изостатическая уравновешенность срединно-оceanических хребтов в целом при маломощной коре означает, что компенсация осуществляется в верхней мантии за счет материала с низкой плотностью. М. Тальвани предполагал, что поднятие хребтов обусловлено аномальной мантией с плотностью $3,15 \text{ г/см}^3$ при v_p около $7,6 \text{ км/с}$. Такие скорости обнаружены не только в осевой зоне, но и в районе изохроны 10 млн. лет; даже допуская анизотропию скоростей сейсмических волн в мантии под срединными хребтами, они все равно останутся меньше нормальных величин для границы Мохо в области абиссальных котловин.

При равной плотности аномальной мантии различие в значениях аномалий Буге зависит от мощности ее слоя, обуславливающего компенсацию. Так, по расчетам М. Тальвани, разница в $60 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ между хребтами Рейкьянес и Срединно-Атлантическим на 30° с. ш. связана с изменением мощности мантии на 6 км. Такое объяснение, естественно, предполагает не только наличие нижней границы у слоя аномальной мантии, но, что более важно, и сохранение во всех случаях ее плотности, что далеко не очевидно. Принимая разную степень разуплотнения, можно при заданной мощности слоя получить те же результаты.

Гравитационные и сейсмические данные взаимно дополняют друг друга, и их совместное использование позволяет более реально представить распределение плотностных неоднородностей. Модель строения Срединно-Атлантического хребта (рис. 22), под которым предполагается инверсия плотности мантийного вещества в зоне склонов, предложенная М. Тальвани и др., была поддержана Ж. Кулоном, К. Ле Пишоном и др., К. Фаулером и П. Делинджером. Последний доказывает существование аномальной мантии под хр. Горда, где по сейсмическим данным кора имеет малую мощность. При нормальной плотности мантии значения аномалий силы тяжести должны быть порядка $150 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, в то время как установленные величины близки к нулю. Из этого вытекает неиз-

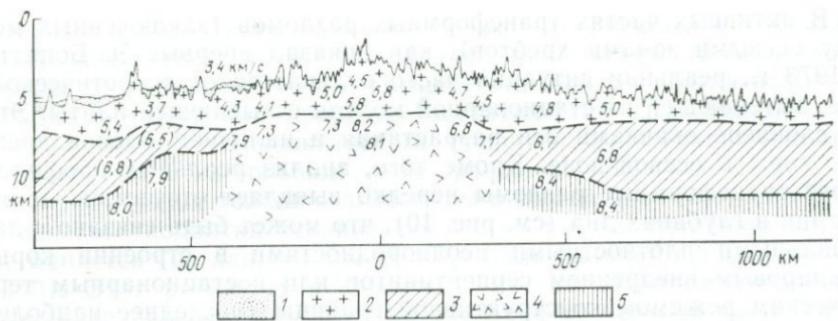


Рис. 22. Сейсмический разрез через Срединно-Атлантический хребет. Его плотностная модель, удовлетворяющая гравитационным данным [170], приведена на рис. 23 (модель I).

1 — осадочные породы; 2 — слой 2; 3 — слой 3 (океанический); 4 — аномальная мантия;
5 — мантия

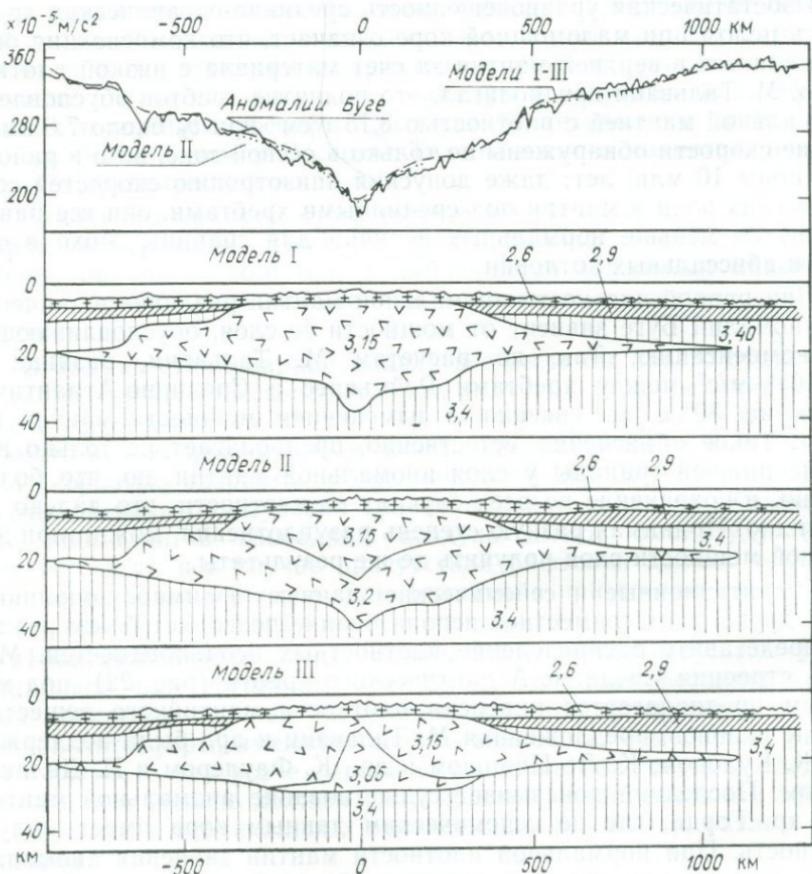


Рис. 23. Модели строения коры и мантии Срединно-Атлантического хребта [170].
Усл. обозначения на рис. 22

бежность существования недостатка масс в мантии под хр. Горда порядка $0,2-0,3 \text{ г/см}^3$ [31].

В зоне разлома Мендосино, расположенного вблизи хр. Горда, краевой эффект составляет $160 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ при вертикальном перемещении плит около 2 км. Поскольку на границе плит изостазия соблюдается, Ж. Сибюэ и К. Ле Пишин определили глубину компенсации 40 км при разнице в плотности $0,2 \text{ г/см}^3$.

Аномальная мантия может иметь различную мощность, плотность и форму, что позволяет объяснить различие рельефа глубин срединных хребтов и находит отражение в градиентах аномалий Буге. Если градиенты аномалий Буге отражают морфологию подошвы слоя со средней скоростью продольных волн 7,6 км/с, то для Срединно-Атлантического хребта наиболее удовлетворительной является модель I на рис. 23. Гравитационные данные позволяют предполагать и асимметрию слоя аномальной мантии, которая объясняет и асимметрию рельефа срединных хребтов по обе стороны от оси разрастания.

К проблеме латеральных границ аномальной мантии и положения ее подошвы мы снова вернемся после обсуждения данных по тепловому потоку, сейсмичности и вулканализма срединных хребтов (гл. 7), а также результатов изучения ультраосновных ксенолитов (часть III).

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ И ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Первая магнитная съемка Тихоокеанского бассейна вблизи Северной Америки, проведенная Р. Мейсоном и А. Раффом в 1958 г., и последовавшие за ней исследования показали, что магнитные аномалии в океане линейно вытянуты и эта линейность протягивается на тысячи километров. Магнитная съемка в районе хр. Рейкъянес выявила еще одну особенность поля — его симметрию: магнитные аномалии строго параллельны и симметричны относительно оси срединного хребта (рис. 24). Осевой зоне срединных хребтов (независимо от наличия или отсутствия рифтовой долины) соответствует резко выраженная положительная аномалия, интенсивность которой обычно в несколько раз выше прилегающих аномалий флангов хребта. Таким образом, осевая аномалия является осью симметрии, и это позволяет выявить ее в тех местах (зоны трансформных разломов), где она по своей интенсивности не отличается от других аномалий.

Из признаков аномального магнитного поля наиболее удивительным, конечно, является его билатеральная симметрия. Привычная «материковая» трактовка линейных аномалий как отражения разломов, параллельных срединно-океаническим хребтам, не могла объяснить симметрию поля. Идея Ф. Вайна и Д. Мэтьюза заключалась в том, что линейную структуру аномалий они связали с чередующимися зонами прямо и обратно намагниченных пород (рис. 25). Их гипотеза не только хорошо объяснила все главные

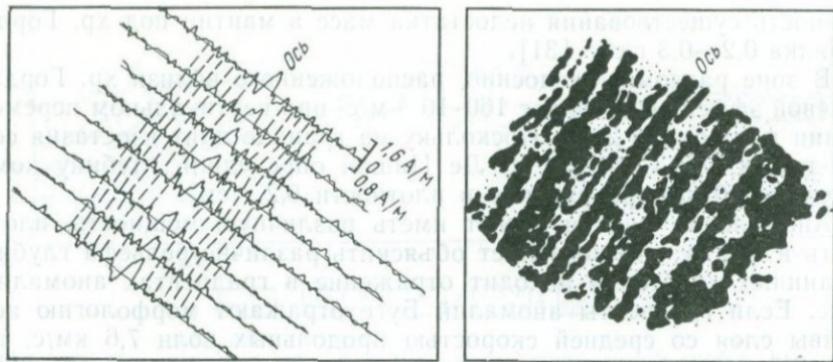


Рис. 24. Магнитные аномалии хр. Рейкъянес [171]

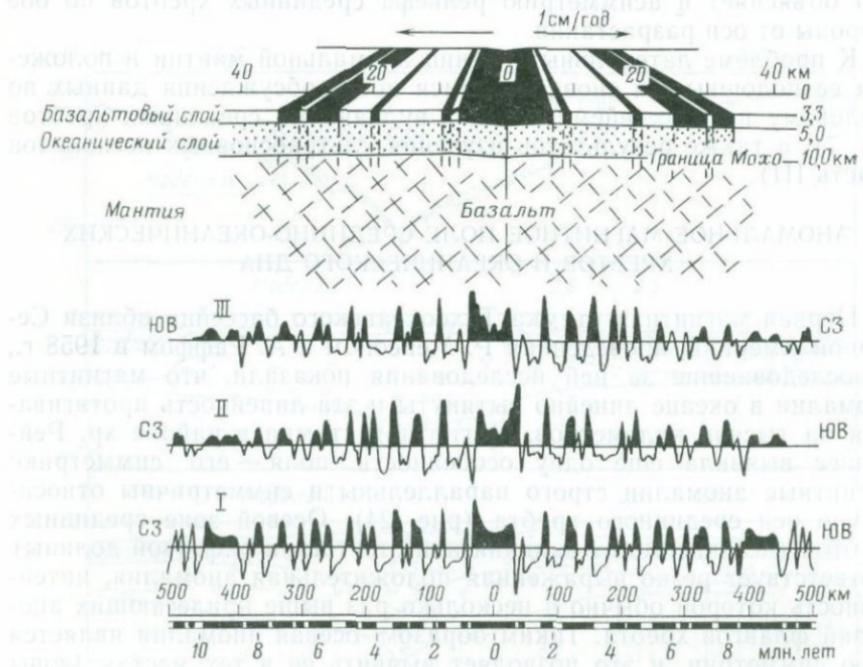


Рис. 25. Схема образования океанической коры в зоне гребня срединного хребта при скорости разрастания океанического дна 1 см/год и профили (I — расчетный, II — наблюдаемый, III — обращенный) аномального магнитного поля Восточно-Тихоокеанского поднятия [171]

особенности аномального магнитного поля срединных хребтов, но и явилась независимым подтверждением разрастания океанического дна.

Согласно гипотезе разрастания океанического дна, в осевой зоне срединных хребтов постоянно происходит поступление нового

материала, который затем отодвигается в разные стороны от оси. Поднимающийся к поверхности базальтовый расплав, остывая, приобретает термоостаточную намагниченность в направлении внешнего магнитного поля. Изменение полярности магнитного поля Земли должно в таком случае привести к структуре прямо и обратно намагниченных пород, создающих знакопеременные аномалии. Если скорость движения материала в обе стороны от оси хребта постоянна, то аномальное магнитное поле будет симметричным. По-видимому, эти рассуждения были бы еще некоторое время предметом дискуссий, если бы не два важных обстоятельства.

Первое заключается в том, что последовательность инверсий, полученная на основе анализа структуры аномального магнитного поля в океане, и история инверсий магнитного поля Земли, выведенная из анализа намагниченности лав на суше и осадков на дне океана, совпадают. Это было сначала показано Ф. Вайном в 1966 г. [170] (через 3 года после появления его первой работы), а затем нашло подтверждение в большом числе исследований. Второе обстоятельство, впервые наиболее ярко выраженное в серии из четырех статей сотрудников Ламонтской обсерватории [170], состоит в том, что последовательность аномалий, симметричных относительно оси какого-либо срединно-океанического хребта, повторяется во всех океанах.

Гипотеза Вайна—Мэтьюза неоднократно обсуждалась в литературе. Здесь заслуживает упоминания идея* Г. Б. Удинцева о том, что линейная структура поля может быть вызвана чередующимися блоками пород, намагниченность которых сильно различается (при этом предполагается разрастание океанического дна, однако необходимость в инверсионном механизме отпадает). Возможность такого объяснения допускалась и авторами гипотезы, но они полагали, что нет необходимости прибегать к значительной неоднородности пород, вызывающих магнитные аномалии. Изучение магнитных свойств базальтов, полученных при глубоководном бурении, подтвердило их мнение.

Наиболее трудным вопросом, который до сих пор не разрешен, является природа магнитоактивного слоя. К какой части океанической коры его следует относить и что вызывает линейную структуру магнитного поля? Обычно принимается, что мощность магнитоактивного слоя не превышает 1,5—2,0 км, а само намагниченное тело образовано роями базальтовых даек, причем границы между блоками прямой и обратной намагниченности вертикальны. Высокая намагниченность базальтов, драгированных в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, еще в 1970 г. привела Э. Ирвинга к выводу, что магнитные аномалии могут быть обусловлены толщей базальтов мощностью всего в несколько сотен метров, соответствующих верхней части сейсмического слоя 2.

При гидромагнитной съемке на уровне моря ширина аномалий обычно составляет 20—25 км, в то время как придонная съемка

* Придонная магнитная съемка вновь возбудила интерес к этой идее.

выявляет аномалии, ширина которых колеблется в пределах первых километров. В формировании таких аномалий роль намагниченности приповерхностной части базальтового слоя и рельефа дна значительно возрастает.

Как было показано Е. Г. Мирлиным в 1980 г. и другими исследователями, при одних и тех же глубинах амплитуды магнитных аномалий падают с увеличением возраста океанической коры, что предполагает уменьшение намагниченности источников аномалий. Изучение магнитных свойств океанических базальтов, проведенное Д. М. Печерским и Е. Г. Мирлиным, показало, что намагниченность базальтов уменьшается значительно быстрее, чем интенсивность магнитного поля. Это приводит к заключению, что в формировании магнитного поля участвует не только слой 2, но и ниже залегающий дайковый комплекс, что подтверждилось, в частности, при бурении скважины 504В.

Таким образом, если внедрение даек приводит к раздвижению океанического дна, то можно принять, что каждый элементарный блок той или иной полярности должен захватывать не только весь слой 2, но и часть слоя 3 (дайковый комплекс). Ширина блоков определяется скоростью разрастания океанического дна, и в идеальной модели в каждом блоке должны присутствовать породы только одной полярности. Зная скорость разрастания и продолжительность интервала той или иной полярности, нетрудно определить ширину магнитной аномалии. Согласно Дж. Хейрцлеру и др. [170], средняя продолжительность интервала прямой полярности составляет 0,42 млн. лет, а обратной — 0,48 млн. лет; при скорости разрастания 1 см/год (Атлантический океан) ширина аномалий соответственно равна 4,2 и 4,8 км, что подтверждается наблюдениями в непосредственной близости от дна.

Принятие гипотезы Вайна — Мэтьюза — важнейшее событие не только в изучении истории развития Мирового океана, но, как показало время, и поворотный момент в эволюции представлений о фанерозойской истории Земли в целом.

Сначала на основе корреляции магнитные аномалии, закартированные в разных частях Мирового океана, были пронумерованы (первоначально были выделены 32 аномалии, начиная от оси хребтов), а затем на основе экстраполяции хорошо датированных палеомагнитных событий каждый номер аномалии получил свой возраст. Создание первой временной шкалы (получившей название Ламонтской) существенно упростило изучение океана после того, как Ламонтская шкала была проверена данными глубоководного бурения.

Тем не менее иногда высказываются сомнения в инверсионной природе магнитных аномалий океанического дна на основе фактов существования обратно намагниченных пород в скважинах глубоководного бурения. Однако такое явление носит сугубо локальный характер: так, например, в скважинах 395 и 395А, 332 и 332А, удаленных друг от друга на 50 и 100 м соответственно, отмечена смена полярности базальтов. Наиболее вероятное объяснение этому яв-

лению — растекание потоков массивных базальтов на расстояние, существенно превышающее ширину блоков одной полярности (до 60 км от магмоподводящего канала) [190]. Как отмечено в гл. 1, образование лавовых озер значительной протяженности вдоль оси хребта — широко распространенный процесс в области конструктивных границ плит. Это вызывает понижение интенсивности магнитных аномалий, но никоим образом не влияет на общий регулярный характер аномального магнитного поля срединных хребтов.

Необходимо обратить внимание, что существуют гораздо более важные факторы, нарушающие структуру магнитного поля океанов: это, в первую очередь, магнитные свойства самих базальтов, которые сильно меняются под влиянием гальмировида, гидротермального воздействия и метаморфизма, во-вторых, скачки в разрастании океанического дна и, в-третьих, величина скорости разрастания океанического дна.

Влияние первого фактора приводит к понижению остаточной намагниченности базальтов и, как следствие, более слабой выраженности линейных магнитных аномалий с удревнением океанической коры.

Скачки оси разрастания вследствие нестационарности процесса вулканизма на конструктивных границах плит, надежно установленные при детальных подводных исследованиях, приводят к появлению коротковолновых магнитных аномалий, которые необходимо учитывать при интерпретации данных гидромагнитной съемки на уровне моря.

Скорость разрастания океанического дна сильно влияет на характер магнитных аномалий, что послужило основанием для выделения двух типов магнитных полей: тихоокеанского и атлантического. При скорости разрастания более 3 см/год магнитные аномалии легче выделяются и содержат более полную запись инверсий магнитного поля. По мере снижения скорости, особенно при значении менее 1 см/год, идентификация аномалий представляет трудную задачу, а при некоторой критической величине (менее 0,6 см/год) магнитное поле океана теряет свой регулярный характер, как, например, в районе материковой окраины моря Лаптевых или в Северном Афаре. Таким образом, скорость разрастания океанического дна определяет разрешающую способность выделения линейных магнитных аномалий.

Магнитные исследования, проведенные уже после проверки Ламонтской шкалы с 32 аномалиями, позволили не только существенно детализировать, но и расширить шкалу инверсий магнитного поля и провести идентификацию магнитных аномалий вплоть до келловейского века. В пределах эпох той или иной полярности выделены эпизоды, для обозначения которых предложена буквенная система (А, В, С и т. д.) с последующей детализацией (5А.1, 5А.2, ...) [163]. Для аномалий более древних, чем 32 аномалии, в океане использована иная система обозначений — от М0 до М29. В отличие от Ламонтской шкалы для временного интервала от мела до юры нумеруются эпохи не прямой, а обратной полярно-

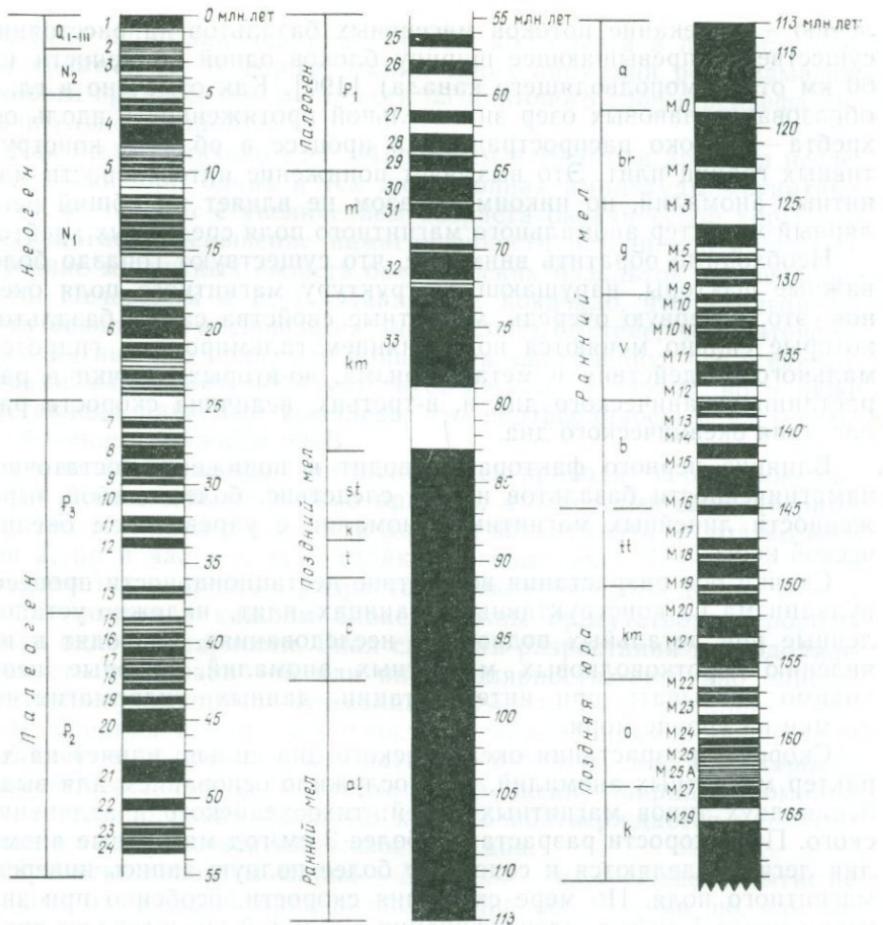


Рис. 26. Временная шкала инверсий от келловейского века (J_3) до современной эпохи [83]

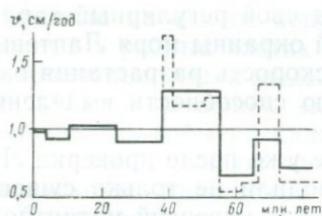


Рис. 27. Скачки в изменении относительной скорости разрастания океанического дна (см/год) за последние 80 млн. лет [83]

сти. Полная шкала временных инверсий от келловейского века до современности (рис. 26) говорит о том, что в истории Мирового океана (от сантоне до апта) существовал этап спокойного магнитного поля, когда либо инверсий не происходило, либо (в качестве альтернативы) не было разрастания дна океана. Однако сравнительный анализ палеомагнитных шкал для континентов и океанов

показал, что в интервале времени от сантона до апта инверсии были очень редкими, что исключает второе объяснение.

Большой интерес представляет вопрос, имеется ли какая-либо периодичность в частоте инверсий магнитного поля за последние 100 млн. лет? Статистический анализ нескольких временных шкал выявил существование периодичности в частотном распределении инверсий с интервалом около 15 млн. лет [154]. Минимальное число инверсий падает на 20, 35, 48, 63 и 78 млн. лет назад. Природа такой периодичности не выяснена.

Одна из важных и дискуссионных проблем заключается в том, происходил ли процесс разрастания океанического дна с постоянной скоростью или были этапы, когда скорость менялась, или разрастание в какие-то отрезки времени вообще прекращалось. Существование глобального перерыва (около 10 млн. лет назад) было предсказано М. Юингом и Дж. Юингом в 1967 г. на основании резкого увеличения мощностей осадков в районе 5-ой аномалии в Атлантическом и Тихом океанах. Затем Э. Шнайдер и др. в 1972 г. выделили несколько глобальных скачков в разрастании океанического дна, относящихся к интервалам 7,5—3, 18—10, 60—40, 90(?), 160 и 190 млн. лет назад. В последние годы в серии статей Р. Ларсена, Дж. Хейза, Э. Херрон и др. были установлены скачки в разрастании дна Тихого океана, связанные с перестройкой геометрии движения плит. Из рис. 27 видно, что изменения в скорости разрастания дна океанов, выявленные по палеомагнитным данным, носят глобальный характер, а не являются спецификой отдельного океанического бассейна. Их существование можно было предвидеть, исходя из палеомагнитных данных по континентам, которые уже давно предсказывали неравномерность материкового дрейфа.

Таким образом, изучение магнитных аномалий океанического дна показывает, что наращивание новообразований коры на конструктивных границах плит является нестационарным процессом.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Наиболее значительные изменения в наших представлениях о физических полях срединных хребтов за последние годы связаны с изучением их термического режима [16]. Этому способствовали глубоководное бурение, геофизические исследования в скважинах и, несомненно, выявление гидротермальной активности в осевых зонах хребтов с помощью подводных аппаратов. Появилась возможность более строго учесть роль конвективной теплоотдачи. Существенное значение для понимания термического режима на конструктивных границах плит имели геотермические исследования в Исландии, сопровождавшиеся магнито-тектоническим зондированием.

Основа современных представлений и моделей развития областей океанического рифтогенеза заложена в работах Дж. Слейтера, который, начиная с 1970 г., последовательно развивает стационарную модель движущейся и постепенно остывающей океанической

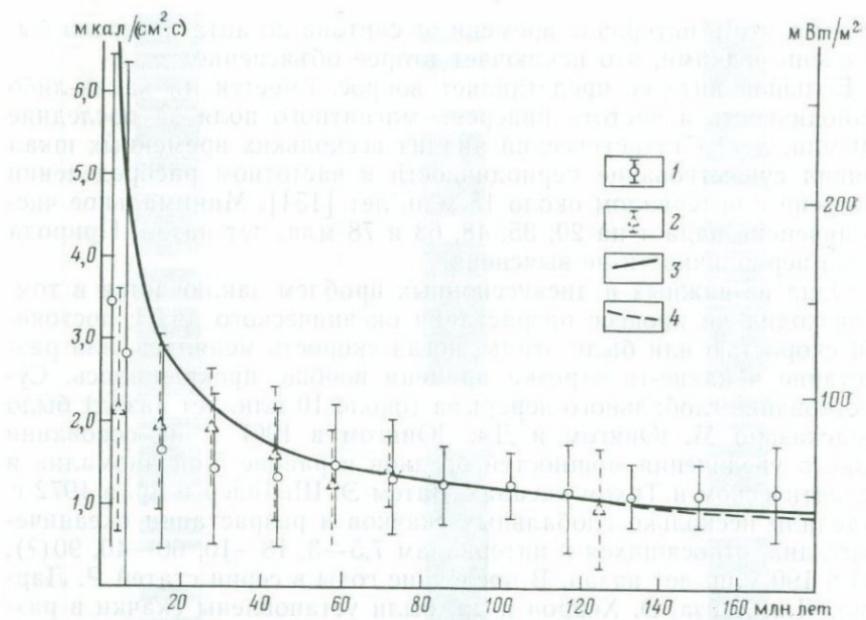


Рис. 28. Средние значения плотности теплового потока и стандартные отклонения для Мирового океана (1) и окраинных морей (2), а также теоретическая (3) и эмпирическая (4) кривые стационарной модели [186]

плиты [185, 186 и др.]. Нет необходимости подробно излагать эту концепцию — она общеизвестна.

Из рис. 28, на котором суммированы результаты определений теплового потока по всем океанам (в области одних и тех же изохрон), следует, что реальные данные сильно отличаются от теоретической кривой для океанической коры с возрастом менее 35—40 млн. лет. Расхождение между наблюденными значениями и теоретическими предсказанными, как отмечает Дж. Слейтер [185], представляет серьезную проблему. В ней следует различать два аспекта.

Первый связан с процессами в зоне гребня срединных хребтов между изохронами 0—4 млн. лет, где значения плотности теплового потока крайне нерегулярны и характеризуются очень сильными вариациями — от 0 до 800 мВт/м² (рис. 29, табл. 3). Второй аспект связан с отклонениями величин теплового потока в той части океанической коры, которая ограничена изохроной 35—40 млн. лет, что при скорости разрастания океанического dna 1 см/год соответствует ширине хребта 350—400 км по обе стороны от оси, т. е. практически захватывает всю область океанического рифтогенеза, морфологически выраженного в виде хребта. Рассмотрим причины несоответствия эмпирических и теоретических данных.

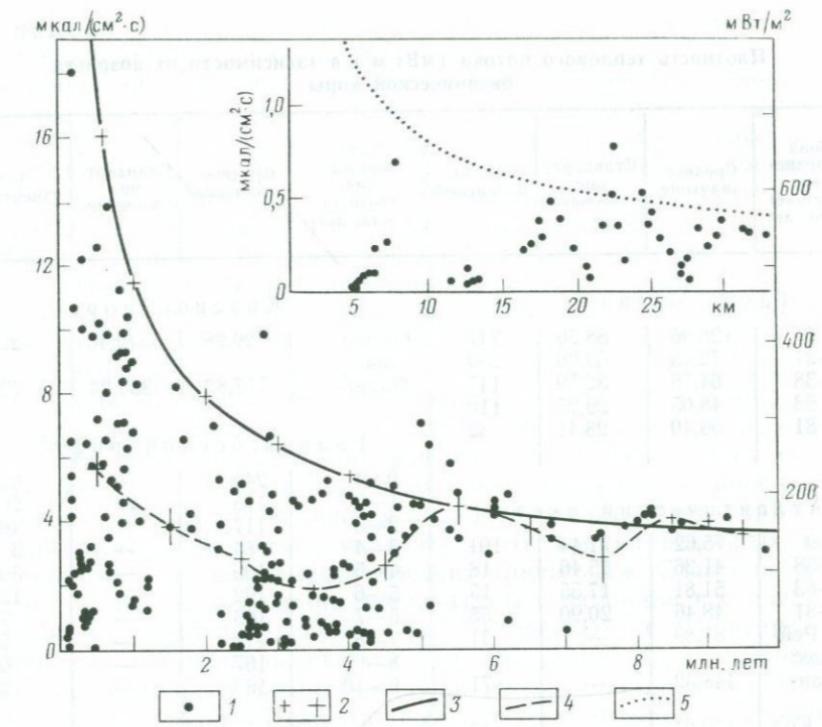


Рис. 29. Распределение величин теплового потока как функции возраста океанической коры в Галапагосском центре разрастания [186]. На врезке — детальное распределение величин теплового потока непосредственно в осевой зоне Галапагосского центра разрастания [148].

1 — замеренные величины; 2 — усредненные для интервала времени 1 млн. лет; 3 — кривая, соответствующая термической модели Б. Парсонса и Дж. Слейтера; 4 — средние значения; 5 — теоретическая кривая

Как уже указывалось в предыдущих главах, зона гребня срединных хребтов во многих случаях характеризуется высокой гидротермальной активностью, где температура восходящих флюидов достигает 350 °C. Поэтому разброс значений теплового потока в осевой зоне вполне понятен. Конвективные процессы приводят к потере тепла, оцениваемой величиной около 80 мВт/м² [54].

Возникает естественный вопрос, насколько далеко от оси хребта будет сказываться влияние гидротермальной активности? Теоретически латеральные границы такой зоны возмущения должны определяться шириной рифтовой долины или осевого горста. С учетом скачков оси разрастания, вызывающих смещение вулканической активности, максимальные значения указанной зоны возмущения не должны превосходить 35—40 км. Можно несколько расширить латеральные границы за счет существования повышенной трещиноватости слоя 2 еще на 20—30 км, но и в этом случае суммарная ширина зоны влияния конвективного переноса тепла оста-

Таблица 3

Плотность теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) в зависимости от возраста океанической коры

Зона средне- ния (возраст в млн. лет)	Среднее значение	Стандарт- ное отклонение	Число измерений	Зона средне- ния (возраст в млн. лет)	Среднее значение	Стандарт- ное отклонение	Число измерений
Тихий океан¹							
0—9	128,96	88,76	247	Осенняя зона	720,28	3342,40	22
9—21	72,43	53,90	250	Фланги	117,82	334,24	73
21—38	64,76	32,59	145				
38—63	48,05	29,25	110				
63—81	56,40	28,41	32				
Красное море²							
Атлантический океан¹							
0—9	75,62	71,44	101	0—1	240	—	66
0—38	41,36	15,46	18	1—2	163	—	20
38—63	51,81	17,55	15	2—3	117	—	46
63—81	48,46	20,90	55	3—4	84	—	37
Хр. Рей- кьянес	81,89	—	31	4—5	109	—	30
Ислан- дия	148,32	—	71	5—6	192	—	12
Хр. Кол- бенсей	179,24	—	10	6—7	163	—	9
				7—8	118	—	5
				8—9	167	—	6
				9—10	163	—	2
Галапагосский рифт³							
Индийский океан¹							
0—9	96,10	69,77	94				
9—38	43,87	35,51	69				
39—63	62,67	14,62	20				
Более 63	56,82	14,20	53				

¹ Данные Я. Б. Смирнова и А. К. Попова.

² Данные Б. Г. Поляка и В. И. Кононова [47].

³ Данные Андерсона и Хобарта.

ется все же узкой и не выходит за пределы изохроны 4—5 млн. лет.

Другим фактором, который может существенно ограничить или свести на нет влияние гидротермальной активности, является осадконакопление. В этом отношении данные по скв. 504B, расположенной в районе изохроны 6 млн. лет, где на базальтах слоя 2 залегает 275 м осадков, представляют очевидный интерес. В течение трехкратной проходки скважины (1979—1981 гг.) 11 раз измерялись температура в скважине и теплопроводность осадков и базальтов [100]. Измерения теплового потока показали, что осадочный покров достаточно надежно экранирует слой 2 от взаимодействия с морской водой. Из этого следует, что измерения теплового потока на срединных хребтах, сделанные начиная с 5-й аномалии

(10 млн. лет), не искажены гидротермальным воздействием и отражают кондуктивный характер теплопотерь.

Следует заметить, что гидротермальная активность не является повсеместным явлением и существуют достаточно протяженные области срединных хребтов, где температура придонного слоя воды измеряется первыми градусами. Поэтому не следует ни преувеличивать, ни преуменьшать роль гидротермальной активности и учитывать ее влияние при расчете глубинных температур.

Оценка гидротермального эффекта для Исландии, выполненная Б. Г. Поляком и В. И. Кононовым [47], показала, что здесь, как и на срединных хребтах, наблюдается резкое снижение конвективных теплопотерь в районе изохроны 7 млн. лет. Нормализованная по возрасту кривая теплового потока для Исландии выявляет те же закономерности, что и кривые для срединно-океанических хребтов: осевой минимум и минимум на флангах в интервале 7—9 млн. лет, а средние значения для одинаковых возрастных интервалов усреднения обнаруживают слабую тенденцию к понижению теплового потока с увеличением возраста океанической коры.

Для выяснения причин указанных отклонений реальных кривых теплового потока от теоретических кривых Дж. Слейтера необходимо знать распределение температуры с глубиной и с расстоянием от оси хребта. Поскольку нас интересуют не теоретические оценки, сделанные на основе тех или иных априорных построений, обратимся к данным магнито-теллурического зондирования (МТЗ).

С помощью МТЗ в Исландии выявлен слой высокой электропроводности (около 15 ом·м), глубины которого систематически увеличиваются в обе стороны от оси неовулканической зоны от 1—2 до 10—22 км. Наблюдается хорошая корреляция между положением границы Мохо и залеганием высокопроводящего слоя, а также с глубинами очагов землетрясений. Рассчитанный температурный градиент меняется от 80—90 °C/км в неовулканической зоне до 50 °C/км на расстоянии 100 км от оси, обнаруживая некоторую асимметрию.

Аналогичный слой высокой электропроводности обнаружен в районе треугольника Афар в области развития океанической коры [136]. Его границы совпадают с выделенной здесь аномальной мантией (v_p менее 7,4 км/с).

Появление зоны высокой электропроводности, где скорости сейсмических волн понижены, обычно связывается с частичным плавлением мантии [152], и такая точка зрения поддерживается большинством исследователей [178 и др.]. Существенно, что слои повышенной электропроводности и низкой скорости поперечных волн пространственно совмещены [7], и это значительно повышает достоверность гипотезы частичного плавления.

Представляется достаточно очевидным, что степень частичного плавления и температура в аномальной мантии областей океанического рифтогенеза меняются не только в разных районах Мирового океана, но и в пределах отдельно взятых фрагментов срединных хребтов.

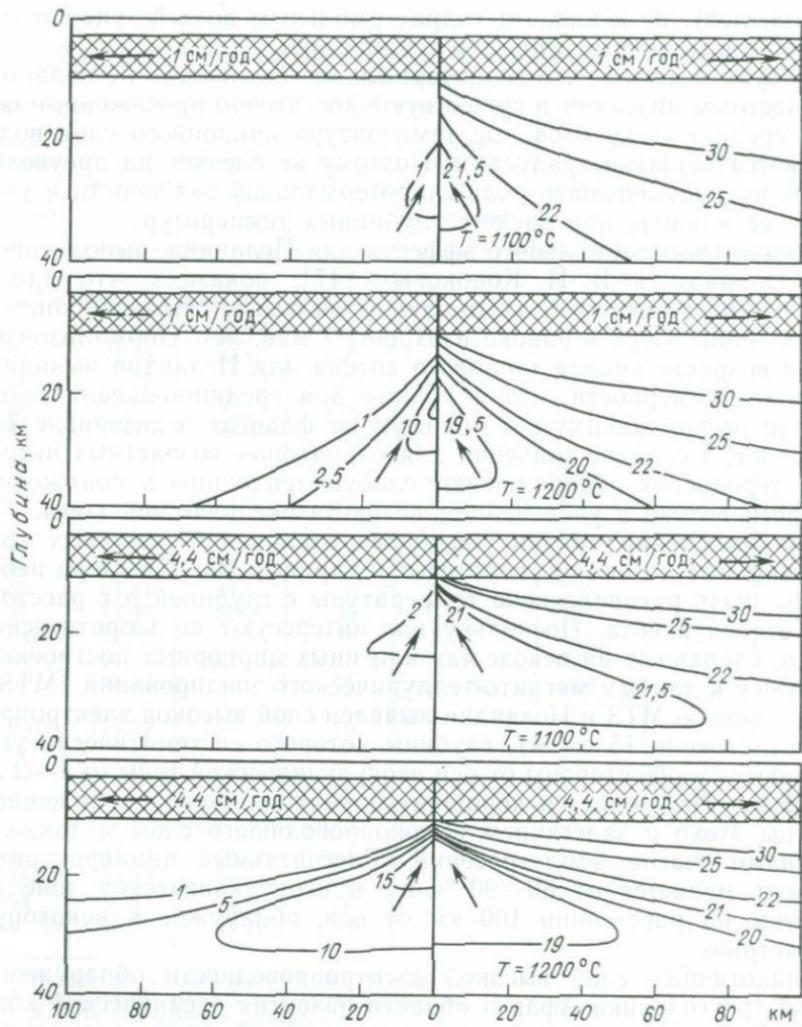


Рис. 30. Зависимость степени частичного плавления от температуры аномальной мантии и скорости разрастания океанического дна для стационарной модели [148].

В левой части рисунка изолинии показывают степень частичного плавления (%), а в правой — значение вязкости (например, цифра 25 соответствует вязкости 10^{25} дПа·с).

Термические модели, построенные с учетом различной степени частичного плавления, убедительно демонстрируют это различие (рис. 30), однако интерпретация этих данных в рамках стационарных моделей представляется некорректной, ибо связывается с разной скоростью раскрытия океанов. Одинаковые температуры, рассчитанные разными авторами [54, 148], оказываются под срединными хребтами, где скорость разрастания отличается на порядок (например, Восточно-Тихоокеанское поднятие и хр. Рейкъянес).

Таким образом, мы приходим к заключению, что указанные выше отклонения в распределении теплового потока срединных хребтов до изохроны в 35—40 млн. лет связаны с аномальной мантией, где распределение температуры и степень частичного плавления меняются как вдоль срединных хребтов, так и в латеральном направлении от их оси. Область океанической коры с возрастом 35—40 млн. лет отражает зону перехода от нестационарного термического режима к стационарному и совпадает с латеральными границами аномальной мантии.

Этот вывод вытекает из всего комплекса геофизических данных и сейсмичности срединных хребтов и убедительно подтверждается результатами изучения химического состава океанических базальтов (см. гл. 6).

Глава 5. СЕЙСМИЧНОСТЬ

С мировой рифтовой системой связано около 9 % всех землетрясений, генерирующих около 6 % сейсмической энергии Земли (рис. 31). Эпицентры землетрясений приурочены к осевой зоне срединно-океанических хребтов и к системам поперечных разломов, причем по данным буйковых станций с телеметрической аппаратурой отклонения эпицентров от оси хребта или от трансформных разломов не превышают первых километров.

Создается впечатление, что сейсмическая активность срединных хребтов в Северном полушарии выше, чем в Южном, однако

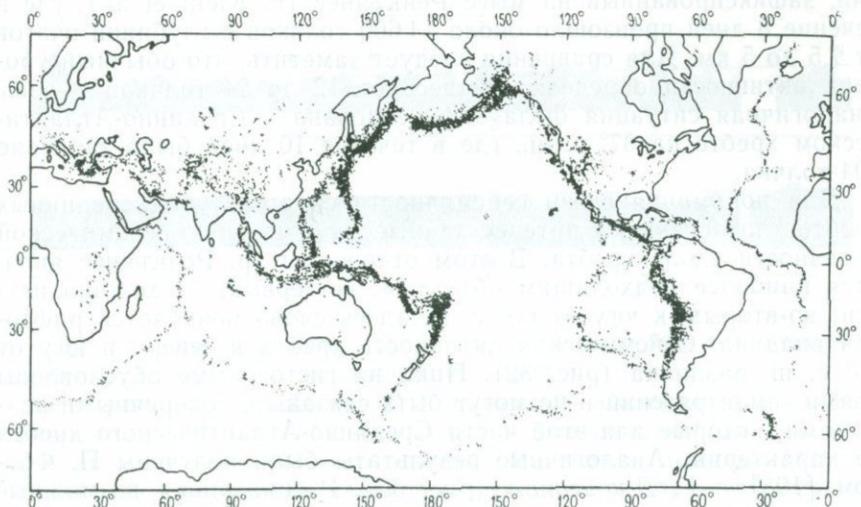


Рис. 31. Распределение эпицентров землетрясений с глубиной очага до 100 км (M. Barazangi, J. Dorman, 1969).

это скорее следствие неравномерного расположения сейсмических станций. Тем не менее следует обратить внимание на ряд участков, где сейсмическая активность отсутствует (или, точнее, до сих пор не зарегистрирована). К ним относится, в первую очередь, Восточно-Тихоокеанское поднятие в районах между 35° и 50° ю. ш., 58° и 63° ю. ш. и Срединно-Индийский хребет к юго-востоку от о-ва Родригес. Кажется, что в целом сейсмическая активность на Восточно-Тихоокеанском поднятии ниже, чем на Срединно-Атлантическом хребте; по данным Дж. Нортропа и У. Маттекса [20], число землетрясений в единицу времени на этом поднятии в три раза меньше, чем на хребте.

В пределах отдельно взятого срединного хребта сейсмическая активность осевой зоны и зоны поперечных разломов различается прежде всего магнитудой толчков. Практически все сильные землетрясения с магнитудой более 7 приурочены к зонам трансформных разломов, причем максимальная амплитуда в них определена в 7,4. Осевая зона характеризуется более слабыми землетрясениями, магнитуда которых в среднем равна 4,0—5,5. Глубина очагов землетрясений осевой зоны и трансформных разломов в подавляющем большинстве случаев (90 %) колеблется от 2 до 5 км, не превышая 8 км.

Одна из важных особенностей сейсмичности срединных хребтов заключается в том, что землетрясения имеют тенденцию группироваться в серию толчков, совмещенных во времени и локализованных в пространстве, причем обычно главный толчок отсутствует. В большинстве случаев рой землетрясений тяготеют к осевой зоне той части срединных хребтов, для которой поперечные разломы не характерны. В качестве примера можно привести рой землетрясений, зафиксированный на мысе Рейкъянес (F. Klein et al.), где в течение 8 дней произошло около 14 600 толчков с глубиной очагов от 1,5 до 5 км. Для сравнения следует заметить, что обычный уровень активности определялся здесь от 12 до 24 толчков в день. Аналогичная ситуация была зафиксирована в Срединно-Атлантическом хребте на 37° с. ш., где в течение 10 дней было записано 104 толчка.

Для понимания связи сейсмичности со структурой срединных хребтов представляют интерес данные по изменению сейсмической активности вдоль хребта. В этом отношении хр. Рейкъянес является наиболее подходящим объектом: во-первых, он хорошо изучен; во-вторых, к югу от 60° с. ш. здесь снова появляется рифтовая впадина. Сейсмическая активность хребта к северу и югу от 60° с. ш. различна (рис. 32). Пики на гистограмме обусловлены роями землетрясений и не могут быть связаны с поперечными разломами, которые для этой части Срединно-Атлантического хребта не характерны. Аналогичные результаты были получены П. Фогтом [198] и Г. Джонсоном (рис. 33). Рассматривая возможные причины, обуславливающие такое распределение сейсмической активности вдоль гребня хребта, Т. Френсис [124] пришел к заключению, что сейсмичность отражает морфологию хребта, а именно:

Рис. 32. Сейсмическая активность хр. Рейкьянес (1963—1971 гг.) [124]. Гистограмма вычислена для интервала 15' по широте, график — для скользящего интервала 2°

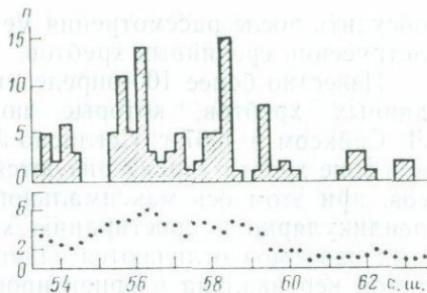
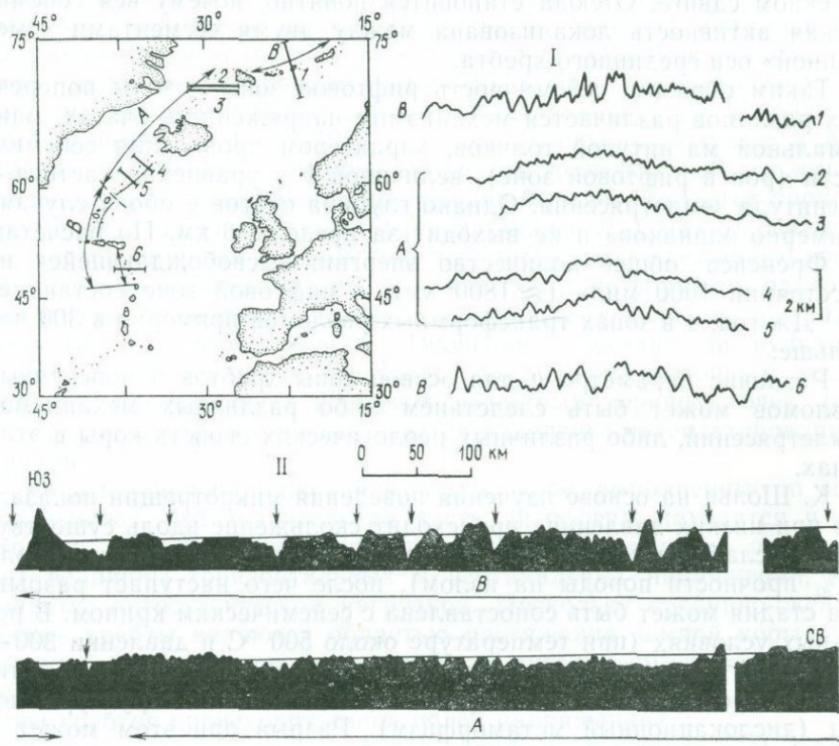


Рис. 33. Поперечные (I) и продольный (II) профили фундамента срединного хребта в районе Исландии (P. Vogt, G. Johnson, 1973).

Стрелками показаны зоны разломов на продольном профиле



низкий уровень сейсмической активности приурочен к участкам хребта, где рифтовая впадина отсутствует.

Известно, что магнитуда M и частота N землетрясений связаны уравнением $\lg N = a - bM$, где a и b — постоянные, зависящие от особенностей сейсмического режима. На основе анализа 154 землетрясений Срединно-Атлантического хребта Т. Френсис [124] показал, что по величине b землетрясения зоны гребня хребта и трансформных разломов различаются. В первом случае $b = 1,73 \pm 0,65$; во втором $1,03 \pm 0,33$. Это различие параметра b уместно

обсудить после рассмотрения механизма напряжений в очагах землетрясений срединных хребтов.

Известно более 100 определений разных типов напряжений срединных хребтов, которые подтверждают выводы, полученные Л. Сайксом в 1967 г. Согласно Л. Сайксу, землетрясения в рифтовой зоне хребта характеризуются преобладанием нормальных сбросов, при этом ось максимального растяжения ориентирована перпендикулярно к простирации хребта. Землетрясения зон различных разломов отличаются сдвиговой составляющей, плоскость которой вертикальна и ориентирована согласно простирации разлома. Существенно отметить, что при этом знак движения по разлому противоположен тому, который должен быть при обычном поперечном сдвиге. Отсюда становится понятно, почему вся сейсмическая активность локализована между двумя сегментами «смещённой» оси срединного хребта.

Таким образом, сейсмичность рифтовой зоны и зоны поперечных разломов различается механизмом напряжений в очагах, максимальной магнитудой толчков, характером проявления сейсмичности (рои в рифтовой зоне), величиной b в уравнении частота—магнитуда землетрясения. Однако глубина очагов в обоих случаях примерно одинакова и не выходит за пределы 6 км. По расчетам Т. Френсиса, общее количество энергии, высвобождающейся на расстоянии 1000 миль (≈ 1800 км), в рифтовой зоне составляет 10^{13} Дж/год, а в зонах трансформных разломов примерно в 300 раз больше.

Различие параметра b для осевой зоны хребтов и поперечных разломов может быть следствием либо различных механизмов землетрясений, либо различных реологических свойств коры в этих зонах.

К. Шольц на основе изучения поведения микротрещин показал, что при низких давлениях происходит скольжение вдоль существующих ослабленных зон до некоторой критической точки (около 60 % прочности породы на излом), после чего наступает разрыв. Эта стадия может быть сопоставлена с сейсмическим крипом. В реальных условиях (при температуре около 500 °С и давлении 300—500 МПа) пластическая деформация может продолжаться длительное время, что найдет отражение в изменении структуры пород (дислокационный метаморфизм). Разрыв при этом может и не возникнуть. Такой механизм может объяснить существование сейсмических трансформных разломов (Элтанин и др.).

Поскольку в осевой зоне хребта высокие температуры наблюдаются на небольших глубинах (изотерма 500 °С находится на глубине 1—2 км), состояние вещества неблагоприятно для возникновения разрывов, поэтому можно предполагать, что характер сейсмичности осевой зоны (рои землетрясения) связан с вулканической активностью. Рои землетрясений в Исландии, приуроченные к зоне высокой гидротермальной активности и совмещенные с проявлениями современного вулканизма, делают такое заключение весьма вероятным.

Если это так, то становится понятным, почему Восточно-Тихоокеанское поднятие сейсмически менее активно, чем Срединно-Атлантический хребет. Более сильный разогрев коры в Тихом океане приводит к повышению вязкости вещества, что не благоприятствует возникновению крупных разрывов, ибо прочность на разрыв возрастает. По-видимому, проявление сейсмичности в виде роев неглубоких толчков и высокое значение параметра b можно считать следствием одной причины — вулканической природы землетрясений. Проясняется и связь морфологии хребта с сейсмичностью, если считать, что рифтовые впадины есть результат вулканической деятельности.

Для объяснения сейсмичности трансформных разломов, которая в ряде случаев не вписывается в кинематику движений литосферных плит, некоторые авторы (E. Opal, L. Stewart) пытались использовать идею о горячих точках в океане. Одним из таких примеров является Центрально-Индийский хребет, для которого установлены две аномальные области, выделяющиеся по количеству землетрясений за 1963—1977 гг.: зоны Рейоньон—Родригес и Амстердам—Сен-Поль. В отличие от других трансформных разломов, где релаксация напряжений происходит быстро, здесь этот процесс протекает медленно. Данный факт Э. Опал и Л. Стюарт связывают с астеносферным потоком,двигающимся вдоль срединного хребта и останавливающимся при достижении трансформного разлома («плотинный» эффект), вызывая образование вулкана центрального типа (гипотеза Фогта—Джонсона). Состав лав вулканов Родригес, Амстердам и Сен-Поль, по данным изотопных исследований, соответствует составам известных горячих точек (см. гл. 7), под которыми предполагается плавление недеплетированной мантии.

Определения напряжений в земной коре, выполненные *in situ*, показывают, что значительная часть литосферы находится в состоянии горизонтального сжатия, которое существенно превосходит величины горизонтальных и вертикальных напряжений, вызванных литостатической нагрузкой. Поскольку срединно-океанические хребты являются областью растяжения земной коры (что следует, например, из механизмов в очагах землетрясений), то возникает естественный вопрос: на каком расстоянии от осевой зоны хребтов происходит смена полей напряжений?

Ответ на этот вопрос был дан в работе Л. Сайкса и М. Сбара в 1973 г., изучивших напряжения в очагах 75 сильных землетрясений ($M \approx 7$), которые произошли внутри литосферных плит. Распределение фокальных механизмов показало, что 49 % приходится на движения по взбросам (рис. 34). В океанических бассейнах движения типа взбросов начинают развиваться за пределами изохроны 20 млн. лет; изохона 10 млн. лет ограничивает область, где господствуют нормальные сбросы. Таким образом, переходная зона, где происходит смена полей напряжений, заключена между изохронами 10 и 20 млн. лет. Этот общий характер полей напряжений в океане иногда нарушается. Так, в Восточно-Тихоокеан-

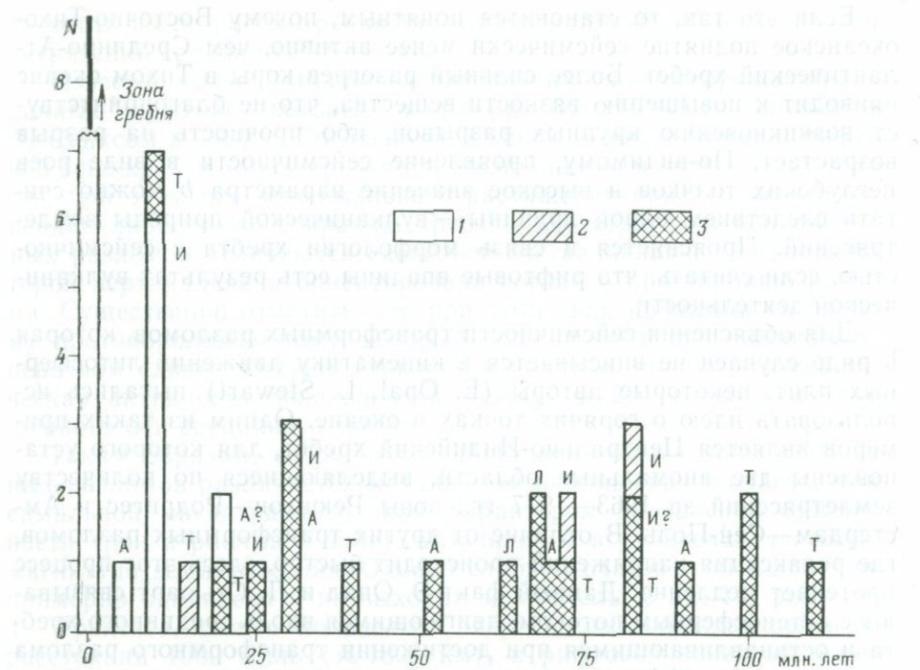


Рис. 34. Типы фокальных механизмов как функции возраста океанической коры (L. Sykes, M. Sbar, 1973).

Хребты: А — Срединно-Атлантический, Л — Срединно-Лабрадорский, И — Срединно-Индийский; Т — Восточно-Тихоокеанское поднятие. 1 — нормальный сброс, 2 — взброс, 3 — сдвиг

ском поднятии зона растяжения может оказаться уже, чем в Срединно-Атлантическом хребте, движения взбросового типа начинают отмечаться на поднятии в области изохроны 10 млн. лет. Таким образом, поле растяжения земной коры в срединных хребтах не ограничено осевой зоной, а охватывает полосу шириной не менее 300—400 км, которая и выступает как область наибольшей тектонической активности.

Глава 6

ВУЛКАНИЗМ

Ни одна область геологии Мирового океана не развивается так быстро, как изучение его вулканизма. С каждым годом объем и детальность исследования магматических пород океана растет [10, 87, 166]; наряду с большим числом определений валового состава пород и отдельных минералов существенный прогресс достигнут в изучении геохимии редкоземельных элементов и изотопии пород океанического дна. Это возбудило интерес к проблеме гетерогенности мантии под океанами.

В данной главе (помимо общей характеристики вулканизма хребтов и островов дна океана) предпринята попытка выявить черты сходства и различия в составе базальтов, формирующихся на конструктивных границах плит.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Из всех процессов, протекающих в срединно-океанических хребтах, важнейшим для понимания особенностей строения рельефа и механизма их образования является вулканизм. Современные представления о вулканизме срединных хребтов базируются на результатах драгирования и глубоководного бурения, к которым следует присовокупить ценные сведения, полученные при непосредственном изучении разрезов рифтовой долины с помощью погружающихся аппаратов. В результате мы имеем большое число описаний и химических анализов горных пород, слагающих срединно-океанические хребты. Но, прежде чем перейти к их характеристике, рассмотрим условия, в которых протекает океанический вулканизм.

Главным фактором, определяющим характер излияния магмы в океане, является водная среда, вызывающая быстрое охлаждение расплава независимо от глубины его возникновения. Гидростатическое давление столба воды определяет степень дегазации расплава; по расчетам Дж. Мура, дегазация едва намечается на глубине 2000 м и достигает 35 % на глубине 1000 м.

Морфологические типы излияний на суше и океаническом дне существенно различны, что также обусловлено давлением воды. Глубже 2000 м эксплозивная деятельность практически невозможна, и спокойные излияния лав по трещинам являются здесь господствующим типом вулканической активности. Придонное фотографирование выявило разнообразные морфологические типы лав (рис. 35), обнаруживающие связь с рельефом.

Важной чертой строения зоны гребня срединных хребтов независимо от скорости разрастания океанического дна является закономерная связь рельефа осевой зоны с морфологией лавовых покровов: осевые поднятия обычно сложены пильво-базальтами, различающимися по форме подушечных отдельностей, а ровная поверхность внутреннего дна образована массивными потоками лавы. Между теми и другими наблюдаются различия в модальном и химическом составе [193]. Эти данные противоречат идею о генетической связи различной морфологии лав с изменением скорости раздвижения дна [98]. Нельзя не отметить и новые факты, указывающие на возможность широкого распространения лавовых покровов, длина которых измеряется первыми десятками километров [190], что важно при изучении тонкой структуры магнитного поля с помощью придонных магнитометров.

Одна из замечательных черт подводного вулканизма срединно-океанических хребтов — широкое развитие подводных вулканов, часть которых является островами (Тристан-да-Кунья, Гоф, Ренюньон, Сала-и-Гомес и др.). Обычно эти вулканы относятся к цент-

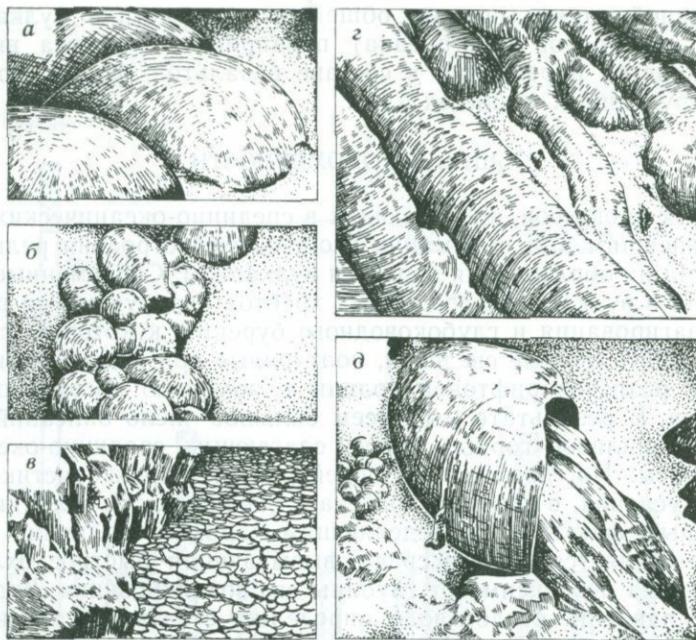


Рис. 35. Морфологические типы лавы на внутреннем дне рифта Срединно-Атлантического хребта, по наблюдениям с батискафа «Архимед» (H. Needham, J. Francheteau, 1974).

а — шаровая, частично погруженная в осадки; *б* — кишечная, перемежающаяся с другими типами; *в* — обломки глыбовой; *г* — валики и фаллы (короткие с тупыми гранями формы);
д — пиллоу и типа разбитого яйца

ральному типу, но при детальном изучении дна рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта по проекту FAMOUS впервые были обнаружены системы линейных вулканов длиной до 10 км. Один из них, детально изученный, получил название гора Венера, или Центральный пик, из-за своего срединного положения. Высота вулкана 200 м, длина около 4 км, ширина 1 км. Вершина покрыта шаровыми лавами, но никаких открытых трещин или признаков их существования не обнаружено; правда, в двух случаях с помощью широколучевого эхолотирования отмечено наличие кратеров.

Позднее вулканы, подобные горе Венера, были обнаружены на 36°45' с. ш. (район Narrowgate) и 36°25' с. ш. (район AMAR) и изучены с помощью подводного аппарата «Alvin» [193]. Здесь эти вулканы (Уран, Марс, Сатурн, Земля) образуют систему линейных поднятий, сложенных пиллоу-базальтами. Аналогичные вулканы обнаружены и за пределами рифтовой долины, что позволяет считать их характерной формой проявления вулканической активности срединных хребтов.

Ряд исследователей (J. Moore, H. Fleming, J. Phillips) считают, что эти вулканы аналогичны исландским вулканам типа Моуберг,

образующимся в подледных условиях (в частности, вулкану Каттархигир), полагая, что и те и другие возникают в результате трещинных излияний.

Максимальная мощность лавы в осевой зоне не превышает 220 м, а расход составляет около $8600 \text{ м}^3/(\text{км}\cdot\text{год})$. При большей мощности, образующейся в центре разрастания лавы (например, 400 м в хр. Рейкъянес) и скорости раскрытия 2,2 см/год получается близкая величина — около $8800 \text{ м}^3/(\text{км}\cdot\text{год})$. Однако обе эти цифры на порядок меньше годового расхода лавы в Исландии.

В отличие от описанных вулканов осевой зоны для срединно-океанических хребтов в целом характерны вулканы центрального типа, часть которых, как указывалось, являются островами. По мнению Г. Менарда, наиболее крупные вулканы имеют тенденцию увеличивать свои размеры по мере удаления от оси хребта. В качестве примера можно привести детально изученный хр. Хуан-де-Фука.

Идея Г. Менарда была развита позднее Р. Батица. На основе изучения небольших (менее 500 km^3) изолированных вулканов центрального типа он пришел к выводу, что не только объем лав увеличивается по мере удаления от срединного хребта, но меняется и их состав. Образуясь в зоне гребня хребтов, эти вулканы первоначально имели толеитовый состав, а затем надстраивались щелочными лавами. Такое заключение, однако, противоречит известным фактам о существовании вблизи оси хребта вулканов с разным составом лав (например, острова в Красном море).

До сих пор распространено представление об увеличении возраста вулканических островов с удалением их от оси срединных хребтов. Эту идею в свое время выдвинул Дж. Уилсон для Атлантического океана, где, как оказалось впоследствии [20], наблюдается сильное расхождение биостратиграфических и радиометрических данных о возрасте островов с цифрами, вытекающими из гипотезы Уилсона.

Более того, такая гипотеза предполагает, что вулкан, образовавшийся в осевой зоне срединного хребта, затем прекращает свою активность; эта же гипотеза отрицает возможность возникновения вулканов внутри океанической плиты, которых, как известно, много. И наконец, по каким критериям отличать вулканы, сформировавшиеся некогда вблизи срединных хребтов от внутриплитных вулканов?

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Срединно-океанические хребты

Базальты срединных хребтов характеризуются широким спектром текстур и структур, присущих породам этого состава вообще, и никакой специфики в этом плане не обнаруживают. Преобладающими структурами донных базальтов являются афантовая, ва-

фиолитовая, интерсертальная и долеритовая. Существенно, что даже в пределах одной точки опробования (драгирование или бурение) наблюдаются широкие вариации по количеству и размеру вкрапленников (от чисто афировых до сильно порфировых разностей), и в этом отношении никаких закономерностей в строении разреза слоя 2 не выявляется. Так, например, в разрезе наиболее глубоких скважин 395А в Атлантическом океане и 504В в Тихом океане наблюдается чередование афировых и порфировых базальтов без какой-либо видимой закономерности, в то время как состав лав обнаруживает заметные различия с глубиной (см. ниже). Отметим только один факт, имеющий общее значение для петрологии базальтов: обнаружение структуры типа спинифекс как результат быстрого охлаждения лавы в образцах из скв. 395А [138, vol. 45, p. 425—427, рис. 2 и 31], хотя автор описания шлифов (J. Natland) использует иной термин для дендривидного или спонговидного выделения кристаллов оливина — hopper crystals.

Петрографические классификации донных базальтов срединных хребтов основаны на составе фенокристов и их количественном соотношении. Поскольку последние представлены обычно оливином, плагиоклазом и пироксеном, то возможные сочетания обуславливают выделение тех или иных типов [30, 122 и др.]. Общепринятой петрографической классификации донных базальтов не существует, но чаще всего встречается описание трех разновидностей: оливиновых, плагиоклазовых и пироксеновых базальтов, включая в оливиновый тип пикриты (с хромовой шпинелью).

Наиболее детальная характеристика различных петрографических типов базальтов осевой зоны получена при изучении Срединно-Атлантического хребта на $36^{\circ}50'$ с. ш., которая в то же время дает общее представление о базальтах, образующихся на конструктивных границах плит.

По данным Х. Нидхема и Ж. Франшто, выделяются пять типов базальтов: плагиоклазовые, пироксеновые, пироксен-оливиновые, оливиновые и пикритовые. Ж. Франшто по размерам вкрапленников делит плагиоклазовые базальты еще на два типа, но представляется, что это различие чисто структурное. В другой работе [106] для этого же района по результатам драгирования устанавливаются четыре типа базальтов (пироксен-оливиновый тип не выделяется).

Оливиновые базальты наиболее распространены среди других разновидностей. Текстура их меняется от вариолитовой до интерсертальной. Оливин (Fo_{90}) обычно встречается в виде вкрапленников и микрофенокристов вместе с плагиоклазом. Основная масса состоит из стекла, лейст плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена. Химический состав характеризуется содержанием Al_2O_3 менее 16 %, K_2O около 0,2 % и TiO_2 от 0,8 до 1,5 %.

Плагиоклазовые базальты часто покрыты марганцовистой корочкой и содержат гематит и палагонит, указывающие на следы разложения. По количеству и размеру мегакристов эти базальты делятся на два типа: с содержанием мегакристов плагиоклаза до

30 % и менее 20 % общего объема породы. Для первого типа характерны кристаллы плагиоклаза до 1,2 см в диаметре; иногда они резорбированы. Основная масса имеет примерно равное количество лейст моноклинного пироксена и плагиоклаза; обычные структуры — гиалопелитовые, интергранулярные или субофитовые. Базальты первого типа свойственно высокое содержание Al_2O_3 (до 21 %), низкое TiO_2 ($<0,8\%$) и K_2O ($<0,15\%$). Второй тип отличается от первого относительно небольшим размером вкрапленников плагиоклаза (<2 мм) и обогащением основной массы этим минералом. Петрографические различия находят отражение в пониженной концентрации Al_2O_3 ($<17\%$) и более высокой K_2O ($>0,2\%$) и TiO_2 (около 1 %).

Пироксеновые базальты обычно изменены и покрыты марганцовистой корочкой. Это афанитовые гипо- и голокристаллические породы с интерсертальной и субофитовой структурой. Содержание моноклинного пироксена (авгитовый диопсид) равно содержанию плагиоклаза или больше его, причем иногда наблюдается скопление вкрапленников плагиоклаза и пироксена. Базальты содержат относительно немного Al_2O_3 ($<16\%$); TiO_2 от 0,8 до 1 % и K_2O более 0,2 %.

Пикривые базальты характеризуются высокой концентрацией кристаллов оливина (Fo_{90}) до 1 см в диаметре, составляющих более 25 % объема всей породы. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, оливина и стекла. Крупные кристаллы оливина имеют округлые очертания и резорбированы, а мелкие (2 мм в диаметре) отличаются хорошо развитой кристаллической формой. По краям оливина (редко как включения в нем) развивается шпинель, иногда она встречается в виде отдельных кристаллов. Базальты содержат Al_2O_3 менее 14 %, TiO_2 менее 0,6 % и K_2O менее 0,1 %.

Трансформные разломы

Состав пород в трансформных разломах отличается большим разнообразием, ибо здесь при благоприятных условиях можно изучить практически весь разрез океанической коры до петрологической границы Мохо. Однако бурением вскрыта лишь незначительная часть разреза слоя 2 коры, поэтому основной источник каменного материала связан с драгированием. Поскольку в драгу возможно попадание экзотических пород (ледовый разнос и пр.), то необходимо с известной осторожностью подходить к описаниям, основанным только на данных драгирования. В частности, это замечание касается находок пород кислого и среднего состава, а также щелочных базальтоидов, которые ни в одной скважине, пробуренной в зоне трансформных разломов, не установлены.

Наиболее распространенными и достоверными (*in situ*) породами зон трансформных разломов являются базальты, долериты, габбро и перидотиты [10].

Базальты вскрыты бурением в зонах разлома Вима и разлома *B* (район FAMOUS) в Атлантическом и разлома Сикейрос

в Тихом океане. По модальному составу и структурно-текстурным признакам они не отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов [104]. Ни в одной из глубоководных скважин (353A, 353B, 412, 412A, 413, 427), пробуренных в зонах трансформных разломов, щелочных базальтов не встречено, вопреки утверждению Г. С. Харина [82].

Некоторое разнообразие отмечается среди габброидов, наиболее детально изученных в зоне разлома Мария Целесты в Центрально-Индийском хребте по данным драгирования [85]. Здесь встречены оливин-авгитовые и авгитовые габбро, авгит-гиперстеновые габбронориты, роговообманковое габбро и габбро-анортозиты. Специфика минерального состава габбро разлома Марии Целести заключается в присутствии керсунита. Если полученные с помощью драги образцы с керсунитом действительно связаны с разломом, то из этого факта вытекают важные петрологические следствия, ибо керсунит — минерал-показатель щелочных серий, в частности, вулканических островов. В других зонах разломов керсунит в габбро не обнаружен.

Состав ультраосновных пород в разных зонах трансформных разломов различается мало; преобладают гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, реже встречаются пироксениты и верлиты. По данным Л. В. Дмитриева, среди ультраосновных пород хребтов Индийского океана неизмененных разностей нет, а более половины всех образцов серпентинизировано на 70—80 %. Аналогичная ситуация характерна и для Срединно-Атлантического хребта.

Самым характерным признаком ультраосновных пород является их сильная деформированность, хотя встречаются образцы слабо или почти неизмененные, как, например, в ряде районов Срединно-Атлантического хребта. Многие образцы имеют четко выраженные плоскости и зеркала скольжения, в том числе очень свежие. Катаклаз и динамометаморфизм проявляются в несколько этапов. Сначала образуются трещины в кристаллах оливина, но массивная текстура пород не меняется, затем трещиноватость охватывает всю породу, деформируется пироксен и происходит смещение отдельных зерен. Этот процесс отвечает стадии превращения в милонит. В дальнейшем возникает полосчатость, и порода приобретает гнейсовидный облик. Указанные процессы происходят обычно еще до серпентинизации. Разнообразные типы текстур измененных ультраосновных пород подробно описаны в Срединно-Атлантическом хребте на 45° с. ш.

Первичный минеральный состав драгированных ультраосновных пород весьма постоянен. Главными минералами являются оливин (50—80 %) и пироксен (энstatит и диопсид до 30 %), в небольшом количестве присутствует хромовая шпинель (до 0,5 %). Из вторичных минералов следует отметить серпентин, тальк, хлорит, магнетит. По мнению А. Миасиро и др., минеральная ассоциация серпентин+тальк+паргасит+магнетит наиболее устойчива в процессе серпентинизации.

Вулканические породы островов срединно-океанических хребтов

Вулканические породы океанических островов отличаются от донных толеитов широким разнообразием составов [166], которые в совокупности образуют дифференцированные серии от толеитов до риолитов и от щелочных базальтоидов до трахитов. На долю пород кислого состава приходятся первые проценты, реже до 10 % от общего объема лав. Существенной чертой дифференцированных серий является незначительное развитие или полное (реже) отсутствие пород промежуточного состава, что является спецификой деятельности вулканов центрального типа. Бимодальность вулканических формаций в области андезитов неоднократно отмечалась в литературе, начиная с первой работы Р. Дели по вулканизму о-ва Вознесения, и получила название «разрыв Дели».

Наряду с контрастными сериями развиты и недифференцированные — продукты трещинных излияний. Важно, что и те, и другие могут быть развиты в пределах одного вулканического острова (Исландия, Реюньон и др.) или существовать на соседних островах вблизи оси разрастания океанического дна (Красное море).

Кроме островов необходимо отметить большое число подводных гор. Данные драгирования и бурения показывают, что подводные горы также сложены породами разного состава, среди которых доминируют щелочные базальты, муджиериты, трахиты (безымянные горы в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия от 10 до 16° с. ш.), но встречаются также и толеиты.

Среди океанических островов исключение представляют скалы Св. Павла вблизи одноименного разлома и о-в Забаград в Красном море, сложенные милонитизированными ультраосновными породами [104, 180]. Для обоих островов характерно присутствие амфибола в перidotитах.

Существенной чертой вулканических пород океанических островов является наличие ксенолитов, среди которых преобладают лерцолиты, гарцбургиты и габбро. Известна единственная находка шпинелевых лерцолитов в донных базанитах к югу от зоны разлома Св. Павла [189].

Большинство островов с дифференцированными щелочными сериями, постоянно несущими ультраосновные ксенолиты, относятся к вулканам центрального типа, и в этом отношении они удивительно напоминают аналогичные серии континентальных рифтов. Однако в последних никогда не встречается серия толеит — низкокалиевый риолит (вулкан Эрта-Але в треугольнике Афар, для которого такая серия типична и отражает переходную стадию от континентального рифтогенеза к океаническому).

Особое место среди островов в океане занимает Исландия, сочетающая в себе черты вулканизма, типичного для срединно-океанических хребтов и изолированных островов вне хребтов. Исключительно высокая магмопродуктивность Исландии составляет другую важнейшую черту этого острова.

Острова Срединно-Атлантического хребта наиболее хорошо изучены: на большинстве островов доминируют оливиновые базальты, наряду с которыми встречаются трахибазальты, трахиты и фонолиты, реже андезиты. В лавах часто присутствуют ксенолиты, среди них наиболее типичны перидотиты и габбро. На о-ве Вознесения состав ксенолитов более разнообразен.

Вулканы островов Восточно-Тихоокеанского поднятия также на 85—95 % состоят из щелочных базальтов, наряду с которыми встречаются иногда пикритовые и плагиоклазовые разности [92]. Среди кислых дериватов присутствуют андезиты, трахиты и риолиты, нередко переслаивающиеся с щелочными базальтами (острова Галапагосские, Кокосовые, Ревилья-Хихедо и др.). Ультраосновные включения (перидотиты, дуниты, пироксениты, реже амфиболиты) составляют не более 0,01 %.

Из островов Индийского океана, находящихся в зоне срединных хребтов, наиболее изучен о-в Реюньон, образовавшийся в две стадии. В первую возник щитовой вулкан, сложенный оливиновыми базальтами, во вторую — дифференцированная базальт-трахитовая серия. Наиболее древний из вулканов (Питон-де-Неж) прошел две эти стадии, а самый молодой (Питон-де-Фурн) находится на первой стадии развития. По петрографической номенклатуре наиболее разнообразна дифференцированная серия, в которой развиты гавайиты, муджиериты, трахиты и сиениты. Два острова (Новый Амстердам и Сен-Поль) сложены оливиновыми, гиало- и афировыми базальтами. Характерной особенностью базальтов этих островов является резкое преобладание моноклинного пироксена в основной массе.

Большой интерес представляют острова, расположенные в южной части Красного моря, которые изучены И. Гассом и др. [165]. Эти острова образуют три изолированные группы (с севера на юг): Джебель-эт-Таир, Зубаир и Ханиш-Зукар.

Джебель-эт-Таир — небольшой остров площадью 10 км², построенный толеитовыми потоками лавы, извлившимися из центрального жерла, которые перекрыты агломератами. Базальты тонкозернистые пористые, изменяющиеся от афировых до плагиоклазовых, где содержание фенокристов до 30 %. Среди микрофенокристов выделяются моноклинный пироксен, оливин и редко магнетит; основная масса представлена плагиоклазом, моноклинным пироксеном и стеклом.

Группа Зубаир состоит из 10 островов; меньшие по площади образованы агломератами базальтового состава, а три больших сложены базальтами, среди которых выделяются пикритовые (15 %), оливиновые (30 %), фельзитовые (45 %) и трахибазальты (10 %).

Большая по размерам группа островов Ханиш-Зукар (три острова общей площадью 200 км²) построена потоками лавы и пирокластическим материалом примерно в равном количестве. Лава представлена главным образом оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами и трахитами. На долю базальтов и

трахибазальтов приходится около 95 %, трахиандезиты составляют 3—5 %, а трахиты — менее 1 %, при этом следует отметить, что трахиандезиты и трахиты территориально разобщены.

К вопросу вероятных связей вулканизма океанических островов с магматизмом срединных хребтов мы вернемся ниже.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ БАЗАЛЬТОВ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Изучение химического состава базальтов срединно-океанических хребтов — одна из наиболее актуальных и дискуссионных проблем геологии Мирового океана, имеющая прямое отношение к обсуждению геодинамических процессов, происходящих на конструктивных границах плит и, в первую очередь, стационарности или нестационарности термического режима в осевых зонах срединных хребтов. Этой проблеме посвящена обширная литература.

Можно выделить две главные проблемы: связь химического состава донных базальтов со скоростью разрастания океанического дна и вариации составов базальтов в пределах отдельно взятых срединных хребтов при одинаковой скорости наращивания океанической литосферы. Последняя проблема стала особенно актуальной, и в нашей стране в рамках программы «Литос» ей уделяется особое внимание [71].

В наших предыдущих публикациях [21, 22, 24, 132], а также в [97] уже была высказана идея о нестационарности режима развития срединных хребтов, с которой связаны изменения состава донных толеитов как вдоль оси срединных хребтов, так и по мере удаления от их оси.

Проведенный автором анализ основывался на обработке более 6000 опубликованных химических анализов океанических базальтов, полученных в результате драгирования или глубоководного бурения. Данные по геохимии редких и редкоземельных элементов, а также изотопии толеитов взяты из литературных источников.

Наряду с использованием тройных и бинарных диаграмм широко привлекались методы факторного анализа и тренд-анализа главных петрогенных элементов. Последние позволяют выявить черты сходства и различия составов вулканитов в тех случаях, когда обычные приемы петрохимической обработки исходных данных малоэффективны.

В табл. 4 и 5 приведены средние составы и нормативные характеристики базальтов срединных хребтов Атлантического, Индийского и Тихого океанов, на основе которых можно сделать некоторые общие выводы. Принципиальных различий в составах базальтов, образцы которых получены путем драгирования или глубоководного бурения в одних и тех же районах, не обнаруживается. Более наглядно это видно в диаграммах *AFM* (рис. 36), где поля составов тех и других перекрываются.

По классификации Подера и Тилли [38], базальты срединных хребтов относятся к оливин-гиперстеновым и кварц-нормативным

Таблица 4

Средние составы (%) и нормативные характеристики базальтов
срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	49,64	49,54	49,48	49,61	48,50	51,06	51,32	50,63	48,68	48,64	50,07	49,03	48,76	48,06	49,02	50,03	49,96
TiO ₂	0,97	1,07	0,94	1,04	1,04	1,15	1,08	1,24	1,66	1,43	0,86	1,33	1,11	1,99	1,37	1,29	1,32
Al ₂ O ₃	15,65	14,81	16,51	15,21	15,00	15,06	15,06	15,39	14,58	14,87	16,16	16,64	18,50	15,53	16,16	14,98	15,46
Fe ₂ O ₃	1,73	1,37	2,09	1,33	2,28	2,65	2,58	2,74	2,54	3,10	2,34	2,83	1,61	5,65	3,17	1,40	1,65
FeO	7,29	7,82	6,44	7,84	7,12	6,78	6,90	7,17	9,50	7,74	6,08	5,91	6,94	6,18	6,04	7,86	8,08
MgO	8,02	10,16	7,93	9,21	9,92	7,88	7,82	7,83	7,28	7,85	9,21	7,51	7,14	7,28	7,23	8,71	8,18
CaO	13,06	12,09	13,45	12,18	11,73	12,61	12,50	11,94	11,31	11,69	12,87	11,54	11,63	9,21	11,46	11,38	11,69
Na ₂ O	2,32	2,03	2,02	2,03	2,15	2,03	2,12	2,13	2,32	2,23	2,00	2,73	2,80	2,77	2,74	2,38	2,37
K ₂ O	0,26	0,17	0,24	0,19	0,22	0,17	0,13	0,39	0,17	0,42	0,16	0,15	0,16	0,54	0,20	0,44	0,31
Q	—	—	—	—	—	2,78	2,76	1,54	—	—	—	—	—	1,56	—	—	—
Or	1,58	1,02	1,42	1,17	1,32	1,00	0,77	2,30	1,04	2,51	0,95	0,89	0,98	3,29	1,19	2,60	1,83
Ab	19,09	17,31	17,26	17,43	18,58	17,17	17,93	18,02	20,07	19,25	16,93	23,09	24,04	24,07	23,83	20,13	20,05
An	32,09	31,11	35,59	32,23	31,26	31,48	31,19	31,28	29,41	29,94	34,75	32,71	37,92	29,18	32,04	28,89	30,63
Di	26,96	23,77	25,59	23,51	22,65	25,04	24,82	22,57	22,74	23,64	23,46	19,66	16,67	14,13	21,12	22,32	22,21
Hy	10,68	15,13	12,84	16,69	12,55	15,87	16,19	17,42	18,57	15,40	17,03	12,42	5,92	15,46	13,62	14,89	15,55
Ql	5,11	8,00	2,45	5,01	8,26	—	—	1,20	1,89	1,83	2,53	9,96	—	0,80	5,13	3,84	
Mt	2,54	2,00	3,05	1,96	3,37	3,84	3,74	3,97	3,76	4,59	3,40	4,10	2,37	8,43	4,72	2,03	2,39
Ilm	1,86	2,06	1,80	2,01	2,01	2,18	2,05	2,36	3,21	2,77	1,64	2,53	2,14	3,89	2,67	2,45	2,51
N	18	16	13	28	20	58	106	14	—	13	25	258	38	47	96	8	81

Продолжение табл. 4

Зак. 1369 Компонент	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	49,40	49,37	49,10	50,17	49,14	49,23	48,60	48,04	49,26	49,03	50,86	50,20	50,22	49,99	49,85	49,92	49,24	49,40	49,05	50,96
TiO ₂	1,77	1,48	0,49	1,01	1,32	1,38	1,31	1,42	1,17	1,26	1,14	1,44	2,03	1,72	2,18	1,64	2,13	1,90	1,95	0,62
Al ₂ O ₃	15,60	15,76	14,67	15,76	14,66	16,70	14,95	14,16	15,27	15,83	14,23	16,78	16,59	15,92	15,45	15,91	16,04	16,26	15,07	15,30
Fe ₂ O ₃	3,88	10,06*	7,33*	8,76*	10,09*	2,59	2,92	4,98	2,45	2,61	1,75	1,33	1,35	1,50	1,55	1,49	1,55	1,43	2,24	1,69
FeO	6,04					6,87	6,71	6,39	7,30	7,58	9,42	7,55	7,63	8,53	8,80	8,43	8,81	8,12	7,57	5,62
MgO	8,02	8,17	10,93	7,67	10,43	7,47	8,15	6,97	8,28	7,11	7,58	6,28	6,65	6,79	5,62	7,97	5,80	6,40	8,12	9,39
CaO	10,80	10,84	11,27	12,67	11,47	11,44	10,96	11,89	11,15	12,18	11,89	11,73	11,17	11,13	9,77	10,74	9,29	11,03	9,39	12,08
Na ₂ O	2,73	2,72	2,56	2,20	2,30	2,73	2,26	2,53	2,66	2,40	2,01	2,98	2,71	3,05	3,23	2,81	3,34	2,72	3,61	2,69
K ₂ O	0,16	0,18	0,14	0,20	0,44	0,21	0,25	0,15	0,18	0,24	0,13	0,41	0,65	0,36	0,89	0,38	0,59	0,54	0,22	0,19
Q	0,72	—	—	0,75	—	—	0,66	1,47	—	—	1,96	—	—	—	—	—	—	—	—	
Or	0,95	1,06	0,83	1,26	2,44	1,28	1,55	0,90	1,11	1,44	0,77	2,42	3,84	2,13	5,26	2,24	3,49	3,19	1,30	1,12
Ab	23,09	23,01	21,66	18,74	19,46	23,46	19,86	22,21	23,05	20,67	17,00	25,21	22,92	25,80	27,32	23,77	28,25	23,01	30,54	22,75
An	29,84	30,26	28,13	32,69	28,57	33,11	31,15	27,79	29,86	32,27	29,42	31,20	31,18	28,69	25,03	29,68	27,03	30,56	24,27	29,11
Di	18,90	18,91	22,22	24,35	22,19	19,72	20,44	26,65	21,61	23,72	24,22	22,02	19,69	21,67	19,19	15,63	19,71	17,99	24,64	
Hy	15,90	15,31	8,84	16,10	12,37	11,57	19,34	10,71	13,57	13,59	20,93	7,61	13,00	8,21	9,44	11,43	10,53	12,31	5,29	12,08
Ol	—	2,88	11,57	—	7,82	4,38	—	—	5,28	2,01	—	5,56	2,54	7,05	4,65	7,70	5,56	3,33	10,78	4,68
Mt	5,63	4,32	2,31	3,67	4,14	3,81	4,41	7,47	3,64	3,85	2,54	1,93	1,96	2,25	2,25	2,16	2,25	2,07	3,25	2,45
Ilm	3,36	2,81	0,93	1,94	2,56	2,66	2,59	2,79	2,28	2,44	2,17	2,73	3,86	4,14	4,14	3,11	4,05	3,61	3,75	1,18
N	3	11	7	6	6	21	22	18	3)	13	49	10	7	17	14	11	6	16	5	5

1—22 — Атлантический океан: 1—5 — район FAMOUS (1 — пересечение рифта с трансформным разломом, 2 — рифтовая долина на 36° с. ш., 3 — то же, базальты с содержанием плагиоклаза более 20 %, 4 — рифтовая долина на 36° 50' с. ш., 5 — трансформный разлом А); 6—7 — рифтовая долина (6 — район AMAR, 36° 25' с. ш., 7 — район Narrowgate, 36° 45' с. ш.); 8 — район AMAR, 16 км к западу от оси хребта; 9 — разлом Чарли-Гиббса и хр. Рейкьянес; 10 — разлом Ян-Майен и хр. Колбенсей; 11 — бурение в районе Азорских островов, скв. 332A, B; 333; 335; 12 — скв. 395, изохона 4 млн. лет; 13 — драгирование, 7—10° с. ш.; 14 — бурение, рейс XLVIII; 15 — скв. 3690; 16 — драгирование хр. Мона; 17 — драгирование, осевая зона хребта, 28—52° с. ш.; 18 — разлом Вима, скв. 353; 19, 20 — драгиро-

вание, разлом Атлантикс (19 — базальты, 20 — габбро); 21, 22 — трансформный разлом В, район FAMOUS (21 — скв. 412, 22 — скв. 413); 23—37 — Индийский океан: 23 — драгирование, хр. Калберг; 24 — бурение, рейс XXVI; 25 — бурение, рейс XXIV (скв. 231, 233, 238); 26—37 — драгирование: 26 — Аравийско-Индийский хребет, 27 — хр. Шеба; 28 — Красное море, 18° с. ш., 29 — трансформный разлом Буве; 30 — Индийский хребет, 3° 32' в. д.; 31 — то же, 5° в. д.; 32 — трансформный разлом Оркасос; 33 — Индийский хр. 7° 18' в. д.; 34 — трансформный разлом Шака; 35 — то же, северная часть; 36, 37 — трансформный разлом Мария Целеста (36 — базальты, 37 — габбро). Составы базальтов хребтов Рейкьянес и Колбенсей, см. табл. 11.

* Fe₂O₃ суммарное.

Средние составы (%) и нормативные характеристики

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,84	50,72	50,08	50,36	50,04	49,61	49,66	49,41	49,91	50,53	50,36
TiO ₂	1,53	2,15	1,75	1,55	2,45	1,62	0,96	0,93	0,80	1,62	1,83
Al ₂ O ₃	13,44	13,65	14,26	14,82	13,69	14,70	15,46	16,28	15,47	13,73	13,24
Fe ₂ O ₃	3,12	5,69	4,19	3,31	3,91	1,83	3,30	2,43	2,18	2,36	3,33
FeO	9,24	5,97	6,35	6,88	8,73	9,21	6,09	6,78	6,96	10,17	10,10
MgO	7,05	6,52	7,46	7,53	6,57	7,19	8,25	8,70	8,00	7,11	6,45
CaO	10,88	10,81	11,16	11,46	10,34	11,62	12,83	12,80	13,42	11,12	10,64
Na ₂ O	2,23	2,58	2,73	2,58	3,16	2,49	2,24	2,14	1,96	2,36	2,46
K ₂ O	0,08	0,42	0,24	0,18	0,16	0,20	0,08	0,08	0,07	0,12	0,15
Q	4,39	5,19	2,23	1,76	1,26	—	0,31	—	0,47	1,74	3,36
Or	0,47	2,81	1,46	1,06	0,97	1,18	0,47	0,47	0,41	0,72	0,89
Ab	19,14	22,15	23,50	22,11	27,02	21,06	18,95	8,10	16,58	19,96	20,81
An	26,87	24,59	26,42	28,72	22,89	28,31	31,89	34,58	33,21	26,52	24,64
Di	22,84	23,58	23,91	23,26	23,45	23,96	25,44	23,28	26,99	23,52	23,11
Hy	18,72	8,09	12,90	15,25	13,98	16,32	15,19	13,91	16,48	20,16	17,45
Ol	—	—	—	—	—	1,85	—	3,91	—	—	—
Mt	4,59	8,37	6,18	4,87	5,72	2,65	4,79	3,52	3,16	3,42	4,83
Ilm	2,96	4,14	3,38	2,99	4,73	3,08	1,82	1,77	1,52	3,08	3,48
N	38	12	14	17	11	55	102	22	32	15	10

1—5 — глубоководное бурение (1 — Галапагосский центр разрастания, скв. 424, 425, 2 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, скв. 420, 421, 3 — то же, скв. 422, 423, 4 — то же, скв. 428—428A, 5 — разлом Сикейрос, скв. 427); 6 — Галапагосский центр разрастания, драгирование; 7—14 — хр. Коста-Рика; 7—12 — бурение (7 — скв. 504B, 8 — скв. 505, 9 — скв. 510,

толеитам, причем первые более типичны для Атлантического и Индийского океанов, а вторые — для Тихого океана. Важно отметить, что по составам закалочных стекол, как показал У. Мелсон, таких различий не наблюдается. В этой связи уместно привести высказывание Н. Боуэна, который в 1928 г. писал, что стекловатые породы являются единственными, о которых можно сказать с полной уверенностью, что они по составу соответствуют расплаву [87]. Данное положение остается в силе и сейчас и разделяется большинством петрологов. Таким образом, при сходстве составов вулканических стекол срединных хребтов реальные породы, содержащие то или иное количество фенокристов оливина, пироксена или плагиоклаза, различаются.

Как известно, система хребтов Тихого океана приурочена к конструктивным границам плит, где скорость наращивания океанической литосферы систематически больше (>3 см/год), чем в Атлантическом и Индийском океанах. В рамках стационарной модели тектоники плит должны наблюдаться различия и в составах

Таблица 5

базальтов срединных хребтов Тихого океана

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
49,70	50,49	50,88	48,18	49,44	49,46	48,63	48,51	48,53	48,53	49,60
1,95	1,75	1,00	1,62	1,59	1,56	1,72	1,88	1,82	2,09	1,40
13,15	13,57	15,07	14,32	14,89	14,28	13,03	13,73	14,42	13,52	15,21
3,88	2,75	2,51	1,21	2,69	3,16	4,73	4,63	4,21	3,93	2,90
9,43	11,06	7,12	11,02	7,66	7,74	7,60	7,86	7,63	8,74	7,79
6,51	6,66	8,20	9,16	7,71	8,09	8,01	7,78	7,77	7,45	8,21
10,41	19,73	12,77	11,70	12,10	12,16	12,05	11,62	11,67	11,46	12,07
2,29	2,46	2,04	2,39	2,48	2,41	2,55	2,66	2,65	2,60	2,43
0,33	0,13	0,04	0,27	0,14	0,11	0,14	0,14	0,16	0,14	0,11
4,02	1,90	1,86	—	—	—	0,05	—	—	—	—
1,95	0,77	0,24	1,60	0,83	0,65	0,83	0,83	0,95	0,83	0,65
19,37	20,81	17,26	20,22	20,98	20,39	21,57	22,50	22,42	21,99	20,56
24,63	20,66	31,85	27,55	29,08	27,82	23,70	25,11	26,98	24,81	30,27
22,05	22,78	25,43	24,96	45,01	26,23	28,97	26,16	25,05	25,94	23,92
16,29	20,39	17,44	3,35	14,77	15,95	13,21	13,33	12,04	14,98	15,07
—	—	—	17,38	1,09	0,37	—	0,47	2,05	0,23	2,44
5,63	3,99	3,64	1,75	3,99	4,58	6,86	6,72	6,10	5,70	4,21
3,70	3,40	1,90	3,08	3,02	2,96	3,27	3,57	3,46	3,97	2,66
6	14	68	41	21	8	9	11	15	21	35

10 — скв. 506, 11 — скв. 507, 12 — скв. 508); 13 — драгирование, 14 — стекла, скв. 501, 504 и 505; 15 — хр. Эксплуэрр, драгирование; 16—22 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, 21° с. ш. (16 — разлом Тамайо, скв. 482B, 17 — скв. 482C, 18 — скв. 482D, 19 — скв. 483, 20 — скв. 483B, 21 — скв. 485A, 22 — драгирование).

базальтов, хотя, как подчеркивалось в работе [99], механизм различий не ясен.

Действительно, из данных табл. 4 и 5 следует, что базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия в среднем содержат больше FeO и TiO₂ и меньше K₂O и Al₂O₃, чем базальты хребтов Атлантического и Индийского океанов.

Предполагается, что причина указанного различия может быть связана с аккумуляцией плагиоклаза в расплаве медленно разраспаивающихся хребтов [121]. Это приводит к достаточно очевидному заключению о разной скорости поступления расплава к поверхности: более быстрой в Тихом океане, чем в Атлантике. Как следствие, в первом случае состав базальтов должен быть ближе к составу первичного расплава, что и следует из рис. 36, где поля вулканических стекол и базальтов взаимно перекрываются, в то время как в Атлантическом океане наблюдается некоторое обособление этих полей (см. рис. 36, а). Обратим также внимание

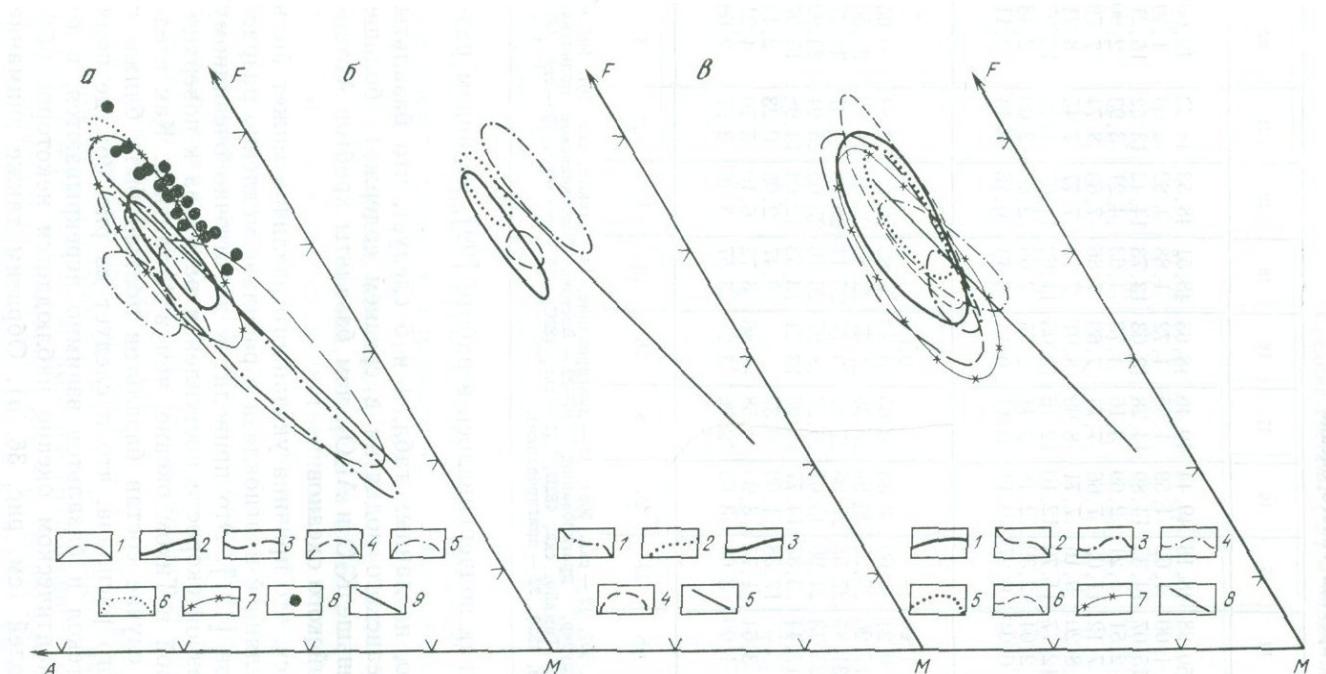


Рис. 36. Диаграммы AFM (Na_2O+K_2O)— FeO^* — MgO для толентов срединно-океанических хребтов.

a — Атлантический океан: 1 — $36^{\circ} 50'$ с. ш., 2 — бурение, рейс 37, пачки 2B—3A, 3 — то же, пачка 2A, 4 — скв. 369, 5 — драгирование $7-10^{\circ}$ с. ш., 6 — хр. Рейкьянес, 7 — хр. Колбенсей, 8 — хр. Мона, 9 — линия оливинового контроля;
б — Тихий океан. Галапагосский центр разрастания: 1 — скв. 424, 425, 2 — скв. 420, 421, 3 — скв. 422, 423, — скв. 428, 428A, 5 — линия оливинового контроля;

в — Тихий и Индийский океаны: 1 — Галапагосский центр разрастания (бурение), 2 — то же, драгирование, 3 —rift Коста-Рика, скв. 504B, 4 — хр. Эксплоуэр, драгирование, 5 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, 21° с. ш., скв. 482, 483, 485, 6 — стекла, Восточно-Тихоокеанское поднятие и Галапагосский центр разрастания, 7 — хребты Карлсберг, Шеба и Аравийско-Индийский, 8 — линия оливинового контроля

на различие в содержании нормативного аортита в базальтах Тихого и Атлантического океанов (см. табл. 4, 5).

Перейдем к анализу результатов факторного анализа (метод главных компонент) (табл. 6), позволяющему изучать скоррелированное поведение всех главных петрогенных элементов. Впервые для изучения химизма базальтов метод факторного анализа был использован Р. Ле Метром и Р. Менсоном в 1968 г., а для донных толеитов — Дж. Канном и автором в 1973 г. Основная трудность, связанная с применением факторного анализа, заключается в интерпретации главных факторов, которые, как видно из табл. 6, показывают вполне устойчивое сочетание главных элементов и должны отражать реальные петрологические процессы, подтверждаемые химическим составом пород.

После работ Н. Боуэна и К. Феннера, вызвавших продолжительную дискуссию в петрологической литературе, итоги которой были подведены недавно [87], стало достаточно ясным существование двух главных трендов эволюции составов базальтов, обусловленных кристаллизационной дифференциацией. Первый (боуэновский) тренд приводит к обогащению остаточных расплавов SiO_2 , Na_2O и K_2O и обеднению тугоплавкими компонентами (MgO , CaO , TiO_2). Второй (феннеровский) тренд вызывает увеличение содержания FeO и TiO_2 при фракционировании расплава и уменьшение MgO , или CaO , или Al_2O_3 (или всех этих окислов вместе) по сравнению с составом первичного расплава. Экспериментальные исследования Е. Осборна в 1959—1963 гг. [87] также показали, что два различных направления в изменении составов расплавов в процессе кристаллизационной дифференциации связаны с различной фугитивностью кислорода (p_{O_2}). Дальнейшее изучение природных систем и экспериментальные исследования выявили существенное влияние оливинового контроля при эволюции базальтовых расплавов, что было убедительно показано Т. Райтом для вулканов Мауна-Лоа и Килауэа, а затем подчеркнуто Х. Идером в 1979 г. и А. А. Маракушевым [57].

Как отмечал А. А. Маракушев [57], феннеровский тренд магматической дифференциации (с возрастанием содержания железа и понижением магния) может быть обусловлен только совместным фракционированием плагиоклаза и темноцветных минералов: с удалением плагиоклаза связывается общее возрастание содержания мafических компонентов и титана, а с фракционированием оливина и пироксена — понижение содержания магния, так что остаточный расплав обогащается в основном железом и титаном.

Сделанные замечания позволяют понять смысл главных трендов петрохимической изменчивости базальтов (I фактор), приведенных в табл. 6 и 7, а также в гл. 11 и 16. Отметим также, что вес I фактора отражает степень выраженности того или иного тренда, а число компонентов (петрогенных элементов), входящих в I фактор, говорит о том, насколько полно он проявился. Из-за ограниченности объема мы не приводим значения остальных факторов, которые обычно отражают степень окисленности базальтов

Таблица 6

Характер дифференциации базальтов срединно-океанических хребтов

Район	Главная тенденция петрохимической изменчивости (I фактор*)	Вес I фактора, %
Атлантический океан		
FAMOUS 36° с. ш.	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}^{**}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ CaO} \text{ MgO}}$	49
То же	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ TiO}_2 \text{ FeO} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO}}$	32
То же	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ TiO}_2 \text{ FeO} \text{ K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ CaO}}$	43
То же 36° 50' с. ш.	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO}}$	38
То же	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ FeO} \text{ MgO} \text{ CaO}}$	47
AMAR, 36° 25' с. ш. 16 км к западу от оси	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	53
AMAR, рифтовая долина	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO}^* \text{ Na}_2\text{O} \text{ SiO}_2 \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	64
Narrowgate, 36° 45' с. ш. рифтовая долина	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO}^* \text{ Na}_2\text{O} \text{ SiO}_2 \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	59
Хр. Мона, драгирование 28—52° с. ш., драгиро- вание	$\frac{\text{K}_2\text{O} \text{ TiO}_2 \text{ Na}_2\text{O}}{\text{CaO}}$	50
	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O} \text{ FeO}^*}{\text{MgO} \text{ CaO}}$	40
Индийский океан		
Хр. Карлсберг, драгиро- вание	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ CaO}}$	40
Бурение, рейс XXVI	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ MgO}}$	34
Бурение, рейс XXIV, скв. 231, 233, 238	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ Al}_2\text{O}_5}$	42
Аравийско-Индий- ский хр., драгирование	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ FeO}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ Fe}_2\text{O}_3}$	31

* Интерпретация I фактора, см. текст.

** Здесь и в табл. 9, 10, 12 — числитель — факторные нагрузки положительные, знаменатель — отрицательные. Окислы расположены в порядке убывания величин факторных нагрузок. $\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Продолжение табл. 6

Район	Главная тенденция петрохимической изменчивости (I фактор*)	Вес I фактора, %
Хр. Шеба, драгирование	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ MgO}}$	37
Красное море, 18° с. ш., «Пайсис-VI»	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ FeO}}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	60
Тихий океан		
Галапагосский центр разрастания, скв. 424, 425	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	69
То же, драгирование	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	45
Восточно-Тихоокеанское поднятие, 9° с. ш., скв. 420, 421	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ Fe}_{2\text{O}_3} \text{ K}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ MgO}}$	44
То же, скв. 428, 428А	$\frac{\text{Na}_2\text{O} \text{ Fe}_{2\text{O}_3} \text{ Al}_2\text{O}_3}{\text{MgO} \text{ FeO}}$	30
То же, 21° с. ш., драгирование	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ Fe}_{2\text{O}_3} \text{ FeO} \text{ SiO}_2 \text{ K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ CaO} \text{ MgO}}$	48
Хр. Коста-Рика, скв. 504В	$\frac{\text{K}_2\text{O} \text{ Fe}_{2\text{O}_3} \text{ Al}_2\text{O}_3}{\text{MgO} \text{ FeO}}$	31
То же, драгирование, «Alvin»	$\frac{\text{K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ SiO}_2 \text{ TiO}_2}{\text{MgO} \text{ FeO}}$	42
Хр. Эксплуорер, драгирование	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	45

($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) или шум, связанный с аналитическими погрешностями (III фактор при весе в первые проценты).

И, наконец, последнее важное замечание касается петрохимических диаграмм, построенных в осиях I и II факторов, которые обычно в сумме отражают от 60 до 80 % суммарной дисперсии и являются более эффективным методом для выявления черт сходства и различия сравниваемых вулканических серий, чем обычные тройные или бинарные диаграммы.

Табл. 6 отражает характер дифференциации типичных толеитовых базальтов срединных хребтов Мирового океана. Подавляющее большинство изученных выборок характеризуется феннеровским трендом дифференциации, полнота и степень выраженности которого различны даже для базальтов отдельно взятых фрагмен-

тов срединно-океанических хребтов. Особенно наглядно это можно видеть на примере района «FAMOUS», где в пределах площади в первые десятки квадратных километров значение и вес I фактора меняются. В двух случаях отмечен оливиновый контроль, когда уменьшение содержания MgO в расплаве коррелируется с увеличением концентрации всех остальных элементов: здесь нельзя не видеть решающую роль фракционирования оливина.

В остальных случаях накопление железа и титана в остаточных расплавах сопровождается скоррелированным изменением содержания магния, кальция и алюминия или магния и кальция, или алюминия и кальция. Это означает, что состав остаточного расплава может определяться различной скоростью аккумуляции, которая варьирует в широких пределах даже в относительно узких осевых зонах срединных хребтов. Данный вывод подтверждается изучением модального состава базальтов (см. выше, например, описание состава лав рифтовой долины на 36° с. ш. в Атлантике).

Вариации в характере тренда дифференциации базальтовых расплавов, установленные с помощью факторного анализа, хорошо видны на диаграммах *AFM* (см. рис. 36), где поля составов базальтов срединных хребтов группируются в эллипсы, оси которых в целом параллельны линии FeO^*-MgO . На этом фоне отчетливо виден оливиновый контроль (показан жирной линией по данным составов базальтов вулканов Мауна-Лоа и Килуэа), характерный для двух участков района «FAMOUS» (табл. 4, колонки 2 и 4).

Таким образом, данные факторного анализа показывают отсутствие различий в характере дифференциации базальтовых расплавов медленно и быстро разрастающихся океанических бассейнов. Это, однако, не означает, что вариации в составах базальтов срединных хребтов отсутствуют, хотя сравнительно недавно существование закономерных изменений химического состава абиссальных толеитов отрицалось (E. Bonatti, D. Fisher). И действительно, если исходить из стационарной модели остигающей плиты литосфера (модель Лангсета—Маккензи), то таких закономерностей не может быть; ибо Р-Т условия зарождения первичных расплавов должны оставаться постоянными. Накопленный за последнее десятилетие материал драгирования и глубоководного бурения позволяет показать нестационарность магматических процессов, происходящих в осевых зонах срединно-океанических хребтов [97, 105, 184 и др.].

Локальные вариации химизма абиссальных толеитов наиболее наглядно видны в районе «FAMOUS», где в пределах сравнительно небольшого участка внутреннего дна рифтовой долины (2×3 км) проведено достаточно представительное опробование. С помощью метода тренд-анализа удалось выявить хорошее соответствие изменения содержания всех петрогенных элементов по мере движения от оси рифта (рис. 37). Наиболее существенные изменения концентраций заметны по калию, которые увеличиваются почти в 5 раз на расстоянии всего лишь в 2 км.

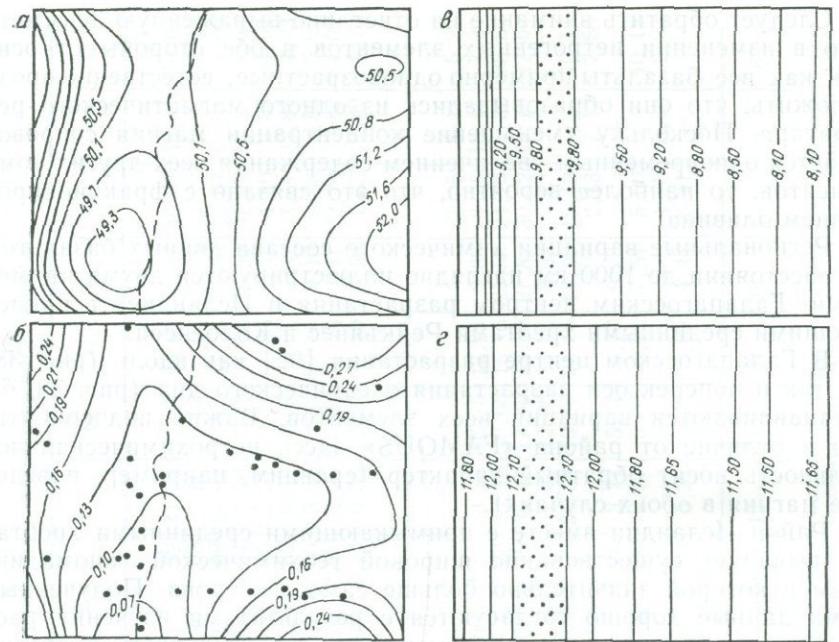


Рис. 37. Вариации химического состава базальтов в пределах внутреннего дна рифтовой долины в районе FAMOUS по данным тренд-анализа.
а — SiO_2 , б — K_2O , в — MgO , г — CaO . Точками показаны места взятия анализов; пунктиром — положение оси рифтовой долины



Рис. 38. Изменение химического состава базальтов в районе Галапагосского центра разрастания.
а — карта тренда содержаний MgO ; б — изменение содержаний оксидов поперек оси Галапагосского рифта [47].
1 — ось рифта; 2 — трансформные разломы; 3 — изохонды океанической коры (млн. лет); 4 — изолинии концентрации (%); 5 — направление движения океанической плины; 6 — положение осевой зоны. 1, 2, 3 и 5 — по Р. Хею и П. Фогту [137]

Следует обратить внимание на отчетливо выраженную асимметрию в изменении петрогенных элементов в обе стороны от оси. Так как все базальты примерно одновозрастные, естественно предположить, что они образовывались из одного магматического резервуара. Поскольку уменьшение концентрации магния сопровождается одновременным увеличением содержания всех других компонентов, то наиболее вероятно, что это связано с фракционированием оливина.

Региональные вариации химического состава донных базальтов на расстоянии до 1000 км наглядно иллюстрируются двумя примерами: Галапagosским центром разрастания и Исландией с прилегающими срединными хребтами Рейкьянес и Колбенсей.

В Галапagosском центре разрастания [92] как вдоль (рис. 38, а), так и поперек оси разрастания океанического дна (рис. 38, б) устанавливаются вариации всех элементов. Важно подчеркнуть, что в отличие от района «FAMOUS» здесь петрохимическая зональность носит обратный характер (сравним, например, поведение магния в обоих случаях).

Район Исландии вместе с примыкающими срединными хребтами выявляет существование широкой геохимической аномалии, размер которой значительно больше самого острова. Полученные нами данные хорошо согласуются с результатами изучения распределения литофильных элементов в коротком отрезке хр. Рейкьянес [184].

Наиболее важное заключение в плане нестационарности процессов, происходящих на конструктивных границах плит, состоит в том, что значительные изменения в составах базальтов, изливающихся в осевой зоне хр. Рейкьянес, совпадают с изменением структуры зоны гребня. Как было установлено А. Лаутоном и др. в 1979 г., рифтовая долина, хорошо выраженная до 58° с. ш., севернее постепенно исчезает, и на ее месте возникает осевой горст. Эти данные вместе с приведенными в гл. 1 результатами указывают на нестационарность развития структуры и вулканизма в зоне гребня срединных хребтов, которая отражает периодичность магматической активности.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Базальты составляют более 90 % всего объема лав, слагающих острова, расположенные на срединно-океанических хребтах, а также вне их. Представление о том, что подавляющее большинство этих базальтов относится к щелочным оливиновым разностям, достаточно широко распространилось в литературе, но даже средние составы базальтов разных островов указывают на существенные вариации.

Номенклатура базальтов хорошо выявляется по данным таблиц 7 и 8; устанавливаются следующие основные типы базальтов: оливин-гиперстеновые толеиты, кварцевые толеиты, щелочные оли-

Таблица 7

Средние составы (%) базальтов островов и подводных гор Атлантического океана

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	47,00	48,33	47,06	49,02	45,85	50,30	50,10	49,36	46,72	44,61	47,47	46,07	45,47	46,07	48,53	49,99
TiO_2	3,28	3,22	2,84	2,94	3,01	2,60	2,80	2,98	2,63	2,80	2,98	2,96	2,34	3,22	2,82	2,15
Al_2O_3	16,98	14,88	15,68	16,68	15,53	18,10	16,30	15,24	14,69	16,92	17,05	15,23	15,23	16,67	17,01	14,09
Fe_2O_3	3,74	4,71	3,38	3,50	3,04	4,40	4,10	5,57	4,04	5,70	3,41	4,63	5,20	7,92	10,38	8,63
FeO	6,65	8,02	7,59	6,48	9,00	5,80	7,50	6,03	7,55	5,51	5,17	6,53	7,41	4,40	2,36	4,94
MgO	4,97	4,56	7,32	5,77	6,57	4,30	5,40	4,12	6,82	6,69	4,98	6,17	6,62	3,51	2,81	4,73
CaO	9,06	9,51	9,78	7,69	8,27	10,40	8,80	9,61	10,86	13,66	8,34	9,18	9,16	9,58	5,56	5,92
Na_2O	4,06	4,26	3,52	3,32	3,83	3,20	3,70	3,54	2,68	2,26	5,02	4,73	3,41	2,79	2,82	4,02
K_2O	2,82	1,38	1,51	2,55	1,42	0,90	1,30	1,09	2,12	0,53	2,27	2,19	1,50	1,35	2,09	1,19
<i>Q</i>	—	—	—	—	—	2,12	—	2,65	—	—	—	—	—	3,06	8,48	5,22
<i>Or</i>	16,90	8,23	9,05	15,38	8,71	5,32	7,68	6,60	2,52	3,13	13,75	12,94	8,86	8,38	13,11	7,34
<i>Ab</i>	15,71	28,63	20,76	28,36	23,68	27,09	31,31	30,72	15,38	16,12	20,65	15,16	21,58	24,70	25,30	35,59
<i>An</i>	20,07	17,60	22,85	23,54	21,75	32,37	24,03	23,03	21,79	34,46	17,70	13,86	21,82	30,32	29,19	17,64
<i>Ne</i>	10,38	4,26	5,10	0,19	5,35	—	—	—	3,84	1,63	12,36	13,46	3,93	—	—	—
<i>Di</i>	20,32	24,38	21,11	12,30	16,84	15,40	15,83	20,43	25,75	26,05	19,68	25,15	18,92	15,13	—	10,17
<i>Hy</i>	—	—	—	—	—	6,80	5,51	2,49	—	—	—	—	—	2,13	7,42	7,60
<i>Ol</i>	4,71	3,81	10,71	9,36	13,18	—	4,39	—	7,76	3,71	5,01	4,77	9,23	—	—	—
<i>Mt</i>	5,50	6,91	4,97	5,18	4,57	5,95	6,94	8,28	5,86	8,27	5,06	6,71	7,54	5,09	—	10,13
<i>Hm</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,78	5,28	2,03
<i>Ilm</i>	6,32	6,18	5,47	5,69	5,91	4,94	5,32	5,79	5,00	5,32	5,79	5,62	4,44	6,41	—	—
<i>N</i>	29	12	31	14	9	—	—	16	32	12	21	10	28	14	13	8

1—13 — острова: 1 — Тристан-да-Кунья; 2 — Терсейра; 3 — Азорские;
 4 — Гоф; 5 — Св. Елены; 6 — Буве; 7 — Вознесения; 8 — Буветойя; 9 — Ян-Майен; 10 — Фуэртевентуре; 11 — Тенерифе; 12 — Ла-Пальма; 13 —

Мадейра; 14—16 — подводные горы; 14 — гайоты хр. Китового; 15 — хр. Китовый; 16 — поднятие Сан-Пауло. 6 и 7 — по данным П. Бейкера и др.

Таблица 8

Средние составы (%) базальтов островов Тихого и Индийского океанов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49,32	48,81	46,26	50,94	50,21	49,87	51,10	49,87	51,41	50,71	51,47	49,04
TiO ₂	3,01	2,41	0,55	1,12	2,55	2,27	3,42	2,48	2,04	1,90	1,97	2,45
Al ₂ O ₃	16,12	13,94	11,66	13,99	13,57	12,97	13,91	13,03	13,42	13,00	13,58	15,08
Fe ₂ O ₃	8,99	2,81	2,05	2,62	1,95	1,74	1,98	3,53	1,89	2,31	1,91	3,72
FeO	2,24	9,35	9,28	9,46	9,35	9,64	10,11	8,67	9,23	8,92	9,19	7,74
MgO	4,80	6,58	19,02	7,44	8,08	10,17	5,61	8,02	8,84	10,27	8,63	7,49
CaO	9,08	10,51	9,92	11,31	10,99	10,17	9,69	10,78	10,49	9,61	10,60	9,96
Na ₂ O	3,49	4,08	0,91	2,71	2,23	2,13	2,73	2,18	2,16	2,09	2,17	2,28
K ₂ O	0,81	0,25	0,05	0,07	0,47	0,40	0,72	0,40	0,38	0,34	0,36	0,43
<i>Q</i>	3,53	—	4,21	0,09	0,92	—	3,52	2,82	1,92	1,08	2,12	2,73
<i>Or</i>	4,89	1,51	0,30	0,41	2,80	2,38	4,28	2,41	2,23	2,02	2,11	2,59
<i>Ab</i>	30,16	30,07	7,70	22,92	18,98	18,14	23,27	18,62	18,34	17,84	18,38	19,61
<i>An</i>	26,51	19,24	27,58	25,80	27,79	24,81	23,74	24,85	25,82	25,31	26,29	30,21
<i>Lc</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ne</i>	—	2,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Di</i>	13,75	27,42	17,64	24,80	23,61	21,04	20,28	23,57	21,34	18,38	21,42	16,19
<i>Hg</i>	5,84	—	28,25	19,70	20,17	23,74	15,47	17,80	23,72	28,36	23,16	18,45
<i>Ol</i>	—	10,25	—	—	—	3,02	—	—	—	—	—	—
<i>Mt</i>	—	4,12	2,97	3,90	2,84	2,54	2,89	5,17	2,74	3,38	2,78	5,49
<i>Hm</i>	9,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ilm</i>	4,84	4,64	1,04	3,23	4,88	4,33	6,55	4,77	3,88	3,63	3,75	4,74
<i>N</i>	28	14	11	9	28	27	12	15	13	23	12	52

Продолжение табл. 8

Компонент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
<chem>SiO2</chem>	47,87	47,40	43,68	46,62	45,40	46,83	47,28	47,87	48,40	43,94	48,87	47,46
<chem>TiO2</chem>	2,25	2,33	3,50	2,17	3,00	2,30	2,83	2,53	1,70	2,81	2,38	2,83
<chem>Al2O3</chem>	15,64	13,72	18,23	14,67	14,70	13,18	16,97	13,26	16,38	11,97	15,62	16,26
<chem>Fe2O3</chem>	3,00	4,19	4,15	3,25	4,10	3,24	4,50	2,43	3,20	4,60	2,61	4,06
<chem>FeO</chem>	8,58	7,92	9,09	9,39	9,20	8,84	7,70	9,68	6,62	8,64	7,91	7,38
<chem>MgO</chem>	8,16	9,49	9,56	9,13	7,80	11,83	4,58	9,59	7,92	10,21	6,28	5,11
<chem>CaO</chem>	10,32	10,32	9,74	10,39	10,50	9,55	9,70	10,31	9,14	11,08	9,54	9,62
<chem>Na2O</chem>	2,01	1,95	5,29	2,72	3,00	2,39	3,39	2,60	3,37	2,51	3,66	4,47
<chem>K2O</chem>	0,24	0,34	2,15	0,87	1,00	0,59	1,25	0,80	1,34	0,99	0,87	1,23
<i>Q</i>	0,61	0,31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Or</i>	1,44	2,05	5,84	5,16	5,91	3,52	7,53	4,75	7,92	6,07	5,24	7,38
<i>Ab</i>	17,31	16,87	—	20,48	18,74	20,50	28,06	22,17	25,93	13,90	31,17	25,11
<i>An</i>	33,61	28,34	18,62	25,47	23,69	23,78	27,87	22,40	25,61	19,07	24,15	21,00
<i>Lc</i>	—	—	4,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ne</i>	—	—	23,03	1,47	3,59	—	0,64	—	1,40	4,36	0,30	7,23
<i>Di</i>	15,03	19,27	21,79	21,42	22,90	19,39	17,13	23,63	15,81	30,15	19,91	22,17
<i>Hy</i>	23,20	22,40	—	—	—	6,27	—	3,58	—	—	—	—
<i>Ol</i>	—	—	13,83	17,09	12,21	17,36	6,65	15,07	13,54	14,04	10,93	5,68
<i>Mt</i>	4,74	6,23	5,71	4,76	5,96	4,76	6,64	3,55	4,64	6,90	3,87	5,98
<i>Hm</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ilm</i>	4,37	4,54	6,30	4,16	5,70	1,42	5,48	4,85	3,23	5,51	4,63	5,46
<i>N</i>	17	39	15	17	35	17	24	11	10	36	16	19

1—17 — Тихий океан: 1 — о-ва Пасхи и Сала-и-Гомес, 2 — о-в Тортуга, 3, 4 — о-в Гортон (3 — коматиты, 4 — толеиты); 5—17 — Гавайи: 5 — вулк. Килауэа (5 — вершина, 6 — юго-западный рифт, 7 — извержение 1977 г.); 8 — формация Хилина, 9—11 — вулк. Мауна-Лоа (9 — вершина, 10 — южный рифт, 11 — северо-восточный рифт); 12 — Вайнае, 13 — вулк. Каахала, 14 — вулк. Кауаи и Майи; 15—16 —

вулк. Хауалали (15 — извержение 1800—1801 гг., 16 — доисторические лавы); 17 — щелочные оливиновые базальты; 18—22 — Индийский океан: 18, 19 — о-в Рейонюон (18 — недифференцированная серия, 19 — дифференцированная серия); 20 — вулк. Питон-де-Неж и Питон-Де-Фурнез; 21 — о-в Родригес, 22 — о-в Мокеяли; 23—24 — Красное море (23 — о-в Зубайр, 24 — о-в Ханиш Зукур).

виновые базальты, базаниты и оливин-мелилитовые нефелиниты. Иначе говоря, базальты островов включают все основные типы базальтоидов, выделяемые Д. Х. Грином, Г. Иодером и К. Тилли. Реальное соотношение разных типов трудно представить, ибо опробование охватывает главным образом верхние части вулканических построек, на чем и было основано представление о преобладании щелочных оливиновых базальтов.

Данные факторного анализа (таблицы 9, 10) показывают, что в большинстве случаев отмечается скоррелированное поведение SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и тугоплавких окислов (боуэновский тренд). Такая корреляция нарушается в базальтах Исландии, океанитах о-ва Рейньян и одного из островов Красного моря (Эз-Зубейр). Полный и сильно выраженный боуэновский тренд характерен для дифференцированных серий таких островов, как Тристан-да-Кунья, Гоф; в этом отношении острова как в пределах срединных хребтов, так и вне их не различаются между собой.

Наиболее детально изучены базальты Исландии, и это дает возможность проследить изменение их составов в связи с положением в структуре этого уникального магматического образования. Из данных, приведенных в табл. 11 и 12 и на рис. 39, можно сделать следующие выводы:

1) неоген-четвертичный вулканализм Исландии, связанный с тремя излияниями, наследует черты, характерные для базальтов Брито-Арктической (Туле) провинции, которая начала формироваться 55 млн. лет назад, непосредственно перед началом отделения Гренландии от Европы. Время раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна датируется в 55—53 млн. лет (24-я магнитная аномалия по Ламонтской шкале). В течение всего этого времени изливались толеитовые базальты с присущим им феннеровским трендом дифференциации; в отдельных случаях (см. табл. 12, колонка 5) отмечается сильно выраженный оливиновый контроль;

2) появление щелочных оливиновых базальтов вне неовулканической зоны (см. табл. 11 и 12, рис. 39) связано с возникновением вулканов центрального типа, где эти базальты являются начальными членами контрастных дифференцированных серий (базальт-щелочной риолит).

Как показала Н. С. Муравьева [63], основные и кислые породы дифференцированных серий Исландии обнаруживают хорошее соответствие составов: щелочные риолиты всегда связаны с базальтами повышенной щелочности, а низкокалиевые риолиты встречаются только в ассоциации с толеитовыми базальтами. Расчитанные Н. С. Муравьевой температуры кристаллизации вкрапленников в базальтах вместе с другими данными свидетельствуют о существовании малоглубинных магматических камер, где происходит дифференциация базальтовых расплавов.

Современный толеитовый вулканализм неовулканической зоны Исландии имеет ту же геохимическую специфику, что и базальты примыкающих к ней хребтов Рейкьянес и Колбенсей. Таким обра-

Таблица 9

Характер дифференциации вулканических серий островов Атлантического океана

Остров	Главная тенденция петрохимической изменчивости (I фактор)	Вес I фактора
Тристан-да-Кунья ¹	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ FeO}}$	62
То же ²	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ Al}_2\text{O}_3}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ FeO} \text{ TiO}_2}$	79
Азорские острова ¹	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ TiO}_2}{\text{MgO} \text{ CaO}}$	46
То же ²	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ FeO} \text{ MgO} \text{ TiO}_2}$	71
Терейра ¹	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ TiO}_2}$	53
Тоф ¹	$\frac{\text{K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ SiO}_2}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ TiO}_2 \text{ FeO}}$	63
То же ²	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ Al}_2\text{O}_3}{\text{CaO} \text{ FeO} \text{ MgO} \text{ TiO}_2}$	75
Св. Елена ¹	$\frac{\text{Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O} \text{ SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3}{\text{MgO} \text{ CaO}}$	63
То же ²	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ Al}_2\text{O}_3}{\text{CaO} \text{ FeO} \text{ MgO} \text{ TiO}_2}$	78
Буветойя ¹	$\frac{\text{K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ SiO}_2 \text{ TiO}_2}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	51
То же ²	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ TiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3}$	82
Ян-Майен ¹	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O} \text{ TiO}_2}{\text{CaO} \text{ MgO}}$	51
Мадейра ²	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ TiO}_2}$	47
Канарские острова ²	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ TiO}_2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ FeO}}$	64
Зелёного Мыса ²	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ TiO}_2 \text{ FeO}}$	67

¹ Недифференцированная серия.² Дифференцированная серия.

Таблица 10

Характер дифференциации вулканических серий островов Тихого и Индийского океанов

Остров	Главная тенденция петрохимической изменчивости (I фактор)	Вес I фактора, %
Тихий океан		
Острова Пасхи и Сала-и-Гомес ¹	$\frac{K_2O}{Fe_2O_3}$ $\frac{SiO_2}{FeO}$ $\frac{Na_2O}{TiO_2}$	53
Тортуга ¹	$\frac{TiO_2}{CaO}$ $\frac{K_2O}{MgO}$ $\frac{FeO}{Al_2O_3}$ $\frac{Na_2O}{}$	59
Гавайи		
Вулк. Килауэа, вершина ¹	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$ $\frac{Na_2O}{}$ $\frac{CaO}{}$ $\frac{TiO_2}{}$ $\frac{SiO_2}{}$	67
То же, юго-западный рифт ¹	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$ $\frac{CaO}{}$ $\frac{Na_2O}{}$ $\frac{SiO_2}{}$ $\frac{TiO_2}{}$	69
То же, северо-восточный рифт ¹	$\frac{Na_2O}{MgO}$ $\frac{Al_2O_3}{FeO}$ $\frac{TiO_2}{}$ $\frac{K_2O}{}$	58
Вулк. Мауна-Лоа, вершина ¹	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$ $\frac{Na_2O}{}$ $\frac{SiO_2}{}$ $\frac{TiO_2}{}$ $\frac{K_2O}{}$	62
То же, южный рифт ¹	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$ $\frac{CaO}{}$ $\frac{Na_2O}{}$ $\frac{SiO_2}{}$ $\frac{TiO_2}{}$	69
То же, северо-восточный рифт ¹	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$ $\frac{Na_2O}{}$ $\frac{TiO_2}{}$ $\frac{SiO_2}{}$ $\frac{CaO}{}$	59
Индийский океан		
Реюньон ¹	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$ $\frac{TiO_2}{}$ $\frac{CaO}{}$ $\frac{SiO_2}{}$ $\frac{Na_2O}{}$	70
То же ²	$\frac{Na_2O}{CaO}$ $\frac{K_2O}{MgO}$ $\frac{SiO_2}{}$	47
Мохели ¹	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$ $\frac{Na_2O}{}$	27
Красное море		
Зукар ²	$\frac{SiO_2}{CaO}$ $\frac{Al_2O_3}{MgO}$ $\frac{Na_2O}{TiO_2}$ $\frac{K_2O}{FeO}$	60
Эз-Зубейр ¹	$\frac{K_2O}{CaO}$ $\frac{Na_2O}{MgO}$ $\frac{SiO_2}{}$ $\frac{TiO_2}{}$ $\frac{FeO}{}$	55

¹ Недифференцированная серия.² Дифференцированная серия.

Средние составы (%) и нормативные характеристики базальтов Исландии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	45,57	47,82	49,21	48,29	48,28	48,07	47,74	48,18	49,11	50,59	49,14	48,67	49,92	50,17
TiO ₂	2,23	2,07	1,48	2,25	1,47	3,95	2,52	3,78	2,87	2,08	3,02	3,31	1,33	1,09
Al ₂ O ₃	14,04	14,68	14,88	14,12	14,51	13,34	16,12	13,76	13,10	13,42	14,26	13,85	14,24	14,43
Fe ₂ O ₃	4,19	2,95	2,62	2,97	1,94	3,16	2,30	2,76	4,58	1,78	6,19	5,70	1,99	1,94
FeO	8,46	9,68	9,48	10,22	9,70	11,38	10,05	11,89	9,60	11,51	7,97	5,93	10,23	9,63
MgO	6,96	7,92	7,44	7,21	9,71	5,17	6,35	5,28	2,27	6,14	5,48	5,37	7,62	8,08
CaO	11,43	11,65	12,09	11,37	11,84	9,70	9,03	9,19	9,50	10,91	9,73	9,55	11,68	12,05
Na ₂ O	2,40	2,15	2,19	2,31	1,96	3,09	3,86	3,11	2,91	2,62	2,85	2,78	2,05	2,03
K ₂ O	0,31	0,28	0,29	0,39	0,15	0,80	0,87	0,71	0,55	0,38	0,48	0,55	0,12	0,13
<i>Q</i>	—	—	—	—	—	—	—	7,84	0,57	4,76	7,01	0,57	—	—
<i>Or</i>	1,92	1,67	1,72	2,32	0,89	4,70	5,20	4,25	3,25	2,24	2,85	3,37	0,71	0,77
<i>Ab</i>	21,25	18,34	18,59	19,72	16,66	26,50	27,06	26,67	24,62	22,16	24,37	24,60	17,34	17,17
<i>An</i>	27,85	29,82	30,01	27,24	30,48	20,44	24,37	21,78	21,06	23,74	24,90	24,74	29,30	29,88
<i>Ne</i>	—	—	—	—	—	—	3,24	—	—	—	—	—	—	—
<i>Di</i>	25,46	23,16	24,66	24,26	23,17	23,37	17,20	20,22	21,91	25,18	19,07	19,40	23,50	24,46
<i>Hy</i>	7,89	13,73	15,76	14,70	13,33	10,46	—	12,77	3,71	18,99	9,22	5,68	22,33	22,37
<i>Ol</i>	4,86	5,01	2,64	3,11	9,85	2,19	14,71	2,97	—	—	—	—	—	0,01
<i>Mt</i>	6,36	4,31	3,81	4,34	2,83	4,64	3,37	4,07	6,64	2,58	9,06	8,63	2,89	2,81
<i>Ilm</i>	4,43	3,96	2,82	4,31	2,80	4,60	4,84	7,28	5,42	3,95	5,79	6,58	2,53	2,07
<i>N</i>	44	100	35	78	35	43	34	15	11	13	182	51	41	28

1 — миоцен (N_1^2); 2 — плиоцен-верхнечетвертичные; 3, 4, 5 — голоцен (3 — северная, 4 — центральная, 5 — юго-западная зоны); 6 — вулканы Катла, Торфайокуль, Тиндафьель, Эйуфьель; 7 — о-ва Сюртсей и Вестманнаэйяр; 8 — вулк. Гекла; 9 — вулк. Тингмули; 10 —

вулк. Крафла, Ассыя; 11 — миоцен верхний (10,5—9,5 млн. лет), скв. 1 DPR; 12 — то же, дайковый комплекс; 13 — хр. Рейкьянес; 14 — хр. Колбенсей.

Таблица 12

Характер дифференциации базальтов Исландии и хребтов Рейкьянес и Колбенсей

Номер объекта (см. табл. 11)	Главная тенденция петрохимической изменчивости (I фактор)	Вес I фактора, %
1	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ Na}_2\text{O} \text{ FeO}}{\text{MgO} \text{ CaO}}$	46
2	$\frac{\text{K}_2\text{O} \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ MgO}}$	40
3	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	54
4	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O} \text{ FeO}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	48
5	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO}}$	56
6	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ MgO} \text{ CaO}}$	55
7	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO}}$	58
8	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O} \text{ Al}_2\text{O}_3}{\text{CaO} \text{ MgO} \text{ TiO}_2 \text{ FeO}}$	75
9	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	73
10	$\frac{\text{K}_2\text{O} \text{ TiO}_2 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	77
11	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	34
12	$\frac{\text{Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O} \text{ TiO}_2}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	33
13	$\frac{\text{TiO}_2 \text{ FeO} \text{ K}_2\text{O} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ MgO}}$	65
14	$\frac{\text{SiO}_2 \text{ TiO}_2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ FeO} \text{ Na}_2\text{O}}{\text{MgO} \text{ CaO} \text{ Al}_2\text{O}_3}$	68

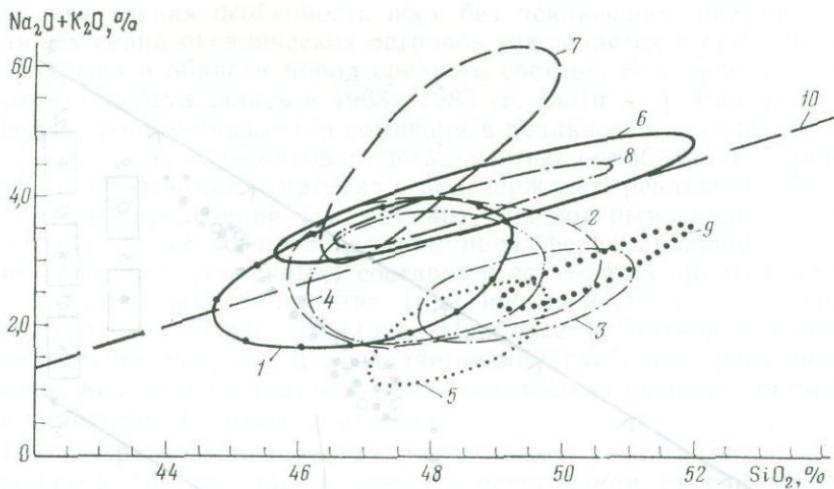


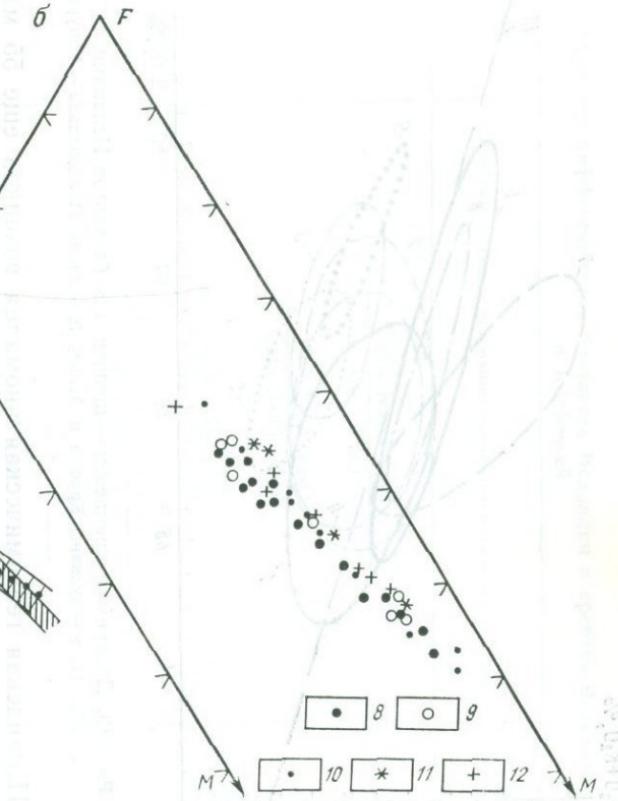
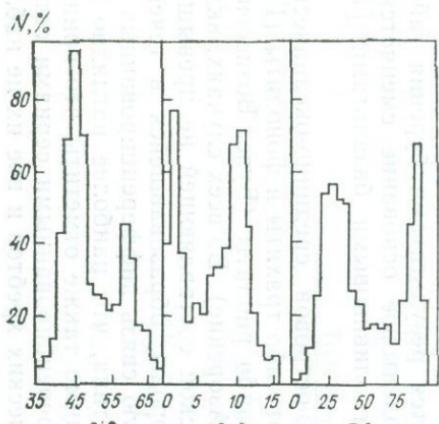
Рис. 39. Диаграмма кремнезем — щелочи для базальтов Исландии.
1—8 — см. табл. 11; 9 — вулканы Крафла и Аскья; 10 — линия Макдоальда — Кацуры

зом, Исландская геохимическая аномалия возникла еще 55 млн. лет назад и продолжает развиваться до сих пор.

Ассоциация толеитовых и щелочных базальтов характерна также и для островов Реюньон, Гавайи и Красного моря; в остальных случаях базальты островов относятся к щелочному типу.

Приведенные в табл. 7 и 8 данные хорошо согласуются с пятью главными базальтоидными сериями, установленными на островах Канарские, Азорские и Мадейра. На примере трех островов Красного моря, различающихся химическим составом пород, И. Гасс и др. показали, что между абиссальными толеитами и щелочными оливиновыми базальтами островов Ханиш-Зукар существует постепенный переход (промежуточные серии островов Джебель-эт-Таир и Эз-Зубейр). Это подтверждается результатами бурения гайота Горизон (Тихий океан), где толеитовое основание сменяется в верхней части горы щелочными оливиновыми базальтами [138, vol. 17].

Дифференцированные серии островов срединно-океанических хребтов крайними членами имеют либо трахиты и фонолиты (Гоф, Тристан-да-Кунья, Св. Елены), либо риолиты (Буве, Вознесения, Исландия), либо и те и другие (Азорские). Во всех случаях, включая и Исландию, объем салической составляющей не превышает 10—12 % от общего объема породы, образовавшейся в течение цикла. Важно подчеркнуть тесную связь дифференцированных серий с вулканами центрального типа, что наиболее наглядно наблюдается в Исландии. Необходимо также отметить, что принципиальных различий между дифференцированными сериями островов в пределах срединно-океанических хребтов и вне их не наблюдается (рис. 40).



Замечательная особенность всех без исключения дифференцированных серий океанических островов заключается в существовании разрыва в области пород среднего состава. Эта проблема неоднократно обсуждалась в 1963—1985 гг. [53 и др.]. Ряд авторов первоначально высказывали сомнения в реальности разрыва Дели, связывая это с неодинаковой детальностью опробования, однако большой фактический материал подтверждает реальность бимодального распределения (см. рис. 40), под которым следует понимать статистическое преобладание недифференцированных (или слабо дифференцированных) составов и остаточных продуктов при резко подчиненном количестве (или иногда полном отсутствии) средних членов дифференциации. Наиболее вероятной причиной возникновения разрыва Дели является малоглубинное фракционирование железа и титана, после чего остаточный расплав обогащается калиевым шпатом и апатитом.

Неоднократно предпринимались попытки увязать различия в химическом составе лав островов с расстоянием от оси хребта, однако, как показал Г. Шминке, исключений настолько много, что остается считать имеющиеся различия скорее всего отражением стадии развития вулканических очагов того или иного острова как замкнутой системы. Различия в насыщенности кремнеземом или в содержании щелочей не могут быть увязаны с идеей тектоники плит или горячих мантийных точек. Более вероятным кажется предположение о наличии магматического очага в литосфере, если учитывать данные о существовании магматических циклов в 20 млн. лет.

Необходимо обратить особое внимание на океанический остров Горгона, где впервые были обнаружены перidotитовые и базальтовые коматиты с типичной для архейских лав структурой спинифекс [118, 126]. Эти коматитовые лавы вместе с нормальными толеитовыми базальтами образуют ассоциацию, типичную для раннедокембрийских зеленокаменных поясов, вулканизм которых некоторыми исследователями рассматривается как уникальный и никогда больше не повторявшийся в истории Земли.

Коматитовые лавы (см. табл. 8, колонка 3) содержат MgO от 11 до 24 % и обнаруживают хорошо выраженный оливиновый контроль. Краевые зоны потоков лавы содержат только скелетные выделения оливина, и предполагается, что образование коматитов происходило из перегретых расплавов, свободных от фенокристов; оценка температуры коматитовых лав во время излияния дает величину не менее 1500 °С [90]. Толеитовые базальты (см.

Рис. 40. Диаграммы AFM вулканических серий пород океанических островов. На врезке показана бимодальность распределения SiO_2 , CaO и D. I. для дифференцированных серий вулканических островов (Clague).

1 — базальты островов Атлантического и Индийского океанов, 2 — о-в Гавайи, 3 — о-в Тартуга, 4 — о-ва Пасхи и Сала-и-Гомес, 5 — Реюньон, 6, 7 — дифференцированная серия (6 — вулкан Питон-де-Неж и Питон-де-Фурне, 7 — Галапагосские острова); 8—12 — о-в Гавайи: 8 — вулкан Килауэа, 9—11 — вулкан Мауна-Лоа (9 — вершина, 10 — южный рифт, 11 — северо-восточный рифт); 12 — вулкан Килауэа, вершина

табл. 8, колонка 4) содержат только фенокристы моноклинного пироксена и плагиоклаза и отличаются низкой концентрацией калия. На основе анализа распределения редкоземельных элементов и изотопии Nd сделан вывод о формировании коматитовых и толеитовых базальтов из единого мантийного источника при разной степени частичного плавления [90].

ВАРИАЦИИ В СОДЕРЖАНИЯХ РЕДКИХ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ

ЭЛЕМЕНТОВ И ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ В БАЗАЛЬТАХ

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ И ВУЛКАНИТАХ

ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Распределение редких элементов является важным индикатором, позволяющим разделять магматические серии и улавливать различия внутри них. Из табл. 13 следует, что средний океанический толеит характеризуется сильной дисперсией для одних элементов и малой для других, что уже предполагает различное поведение этих элементов в процессе дифференциации базальтовых расплавов.

Д. Грин и А. Рингвуд разделили малые элементы в базальтах (относительно главных петрогенных элементов) на две группы, назвав их некогерентными и когерентными *. К первой относятся

Таблица 13

Средние значения (A) и стандартные отклонения (S) содержаний малых элементов (г/т) в базальтах срединно-океанических хребтов [200]

Элемент	A	S	Число измерений
Li	8,8	7	99
Rb	4,9	5,1	290
Sr	134	65,7	342
Y	29	10,9	211
Zr	85	42,2	217
Nb	11,2	10,8	125
V	252	70	169
Cr	317	285	365
Co	45	12	226
Ni	144	130	274
Cu	81	26	198
Zn	78	22	134
Ba	48	51	287
K	1700	1700	385
K/Rb	347		
K/Ba	35		
Sr/Rb	27		

* Иногда используют другие термины: совместимые и несовместимые элементы.

Корреляционные связи главных и малых элементов в базальтах
срединно-океанических хребтов ($N=300$)

Элемент	1	2
Li	Mg, Ca	Ti, Na, K, Si
Rb	Ti, Na, K	Mg, Ca, Al
Sr	Ti, Na, K	Mg, Ca, Al
Y	Ti, K, Si	Mg, Ca, Al
Zr	Ti, Na, K, Si	Mg, Ca, Al
Nb	Ti, K, Si	Mg, Ca
V	Ti, K, Si	Mg, Ca, Fe*
Cr	Mg, Ca	Ti, Fe, Na, K, Si
Ni	Mg, Ca	Si
Zn	Si	Mg, Al
Ba	Ti, K, Na	Mg, Ca, Al

Примечание. 1 и 2 — положительная и отрицательная корреляции ($r>0,5$ при уровне значимости 0,01).

Ba, Sr, Rb, Zr, Cs, Hf, U, Th, концентрации которых не связаны с изменениями в содержании главных элементов, а ко вторым — Cr, Ni, Co, Cu, V, Ga, Y, поведение которых, как полагают Д. Грин и А. Рингвуд, контролируется кристаллизационной дифференциацией или степенью частичного плавления мантийного вещества.

Изучение корреляционных связей между малыми и главными петрогенными элементами показало (табл. 14)*, что как когерентные, так и некогерентные элементы в действительности обнаруживают значимые изменения содержаний относительно главных элементов. Из табл. 14 следует, что проанализированные нами элементы делятся на две группы по характеру изменения их концентраций (относительно главных элементов). Первая группа (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba) имеет прямую корреляцию с Ti, Na и K, а элементы второй группы (Cr, Ni, Li) — с Mg и Ca.

Закономерные изменения содержаний малых элементов первой группы относительно главных элементов могут объясняться и фракционной кристаллизацией плагиоклаза, и степенью частично-го плавления мантийного вещества, а устойчивая корреляция Cr и Ni с Mg и Ca связана, вероятно, с фракционированием оливина (оливиновый контроль) и (или) моноклинного пироксена.

Уже в первых работах по изучению малых элементов в океанических толеитах было показано (K. Hart), что их концентрация не обнаруживает корреляции базальтов океанических бассейнов с разной скоростью разрастания океанического дна. Одновременно Дж. Шиллинг показал, что и распределение редкоземельных эле-

* В табл. 14 вынесены только те элементы, для которых установлены значимые коэффициенты корреляции, отсутствие других элементов означает, что такая связь в изученной выборке не установлена.

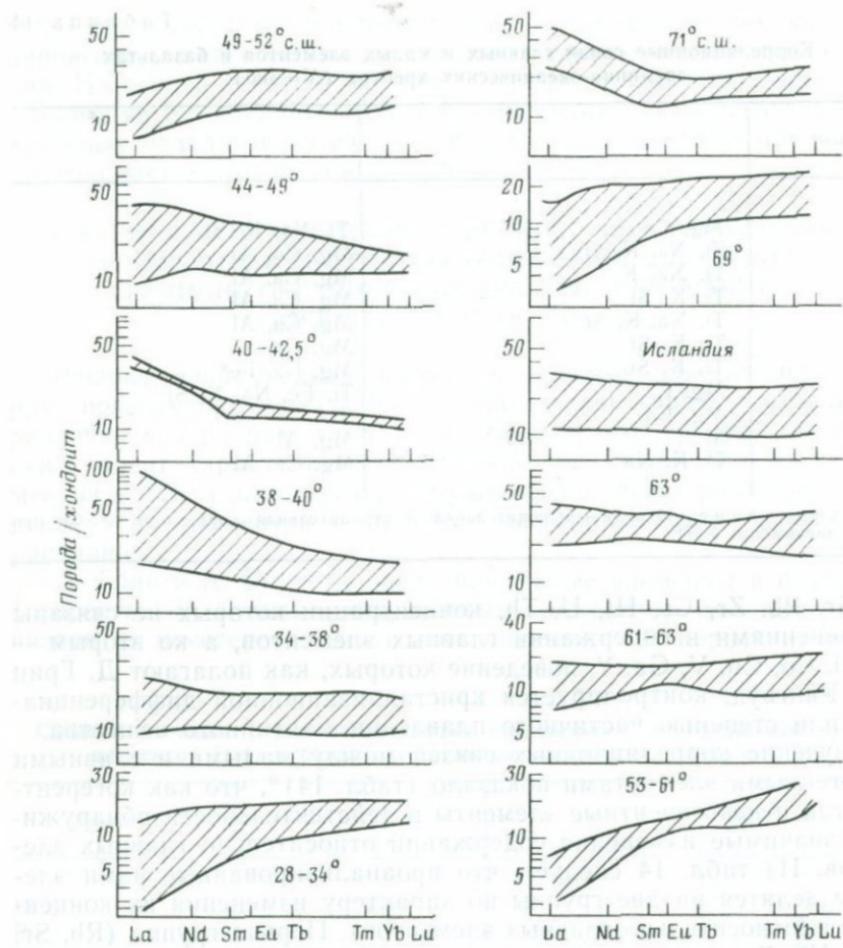


Рис. 41. Характер распределения редкоземельных элементов в базальтах различных частей осевой зоны Срединно-Атлантического хребта [184]

ментов (РЗЭ) в базальтах океанов Тихого и Атлантического также не различается.

Детальные геохимические исследования последних лет позволили установить существенные вариации составов океанических базальтов по всем элементам (главным образом по РЗЭ) вдоль осевой зоны срединных хребтов при одной и той же скорости раздвижения океанических плит. Как мы уже отмечали ранее, величина магмопродуктивности сильно меняется даже в пределах отдельных сегментов срединных хребтов, и с этим процессом связано изменение глубины осевой зоны хребтов, их физических полей и глубинного строения, а также валового химического состава изливающихся базальтов.

Изучение распределения РЗЭ — один из наиболее эффективных методов выявления геохимической зональности. Дж. Шиллинг [184] и А. Ле Рокс с сотрудниками [145, 146] детально изучили весь Срединно-Атлантический хребет от о-ва Ян-Майен на севере до о-ва Буве на юге.

Рис. 41 наглядно показывает, что по характеру распределения легких РЗЭ в пределах Срединно-Атлантического хребта от 28° с. ш. до 74° с. ш. выделяются три типа базальтов, локализация которых вдоль оси хребта обнаруживает хорошее соответствие с характером рельефа и глубиной зоны гребня (см. рис. 41 и 7). Эта корреляция наиболее четко прослеживается по величине отношения La/Sm [184]. Базальты районов с четко выраженной рифтовой долиной и максимальными глубинами (рифтовые хребты) имеют отношение La/Sm менее 0,7, базальты сегментов с осевыми «горстами» и минимальными глубинами дна (области горячих точек) характеризуются величинами более 1,8, а толеиты переходных зон — от 0,7 до 1,8.

Таким образом, при одной и той же скорости разрастания океанического дна наблюдаются закономерные вариации в распределении содержания РЗЭ, которые согласованно меняются с распределением главных петрогенных элементов в базальтах. Толеитовые лавы, обогащенные Fe* и Ti (Fe-Ti базальты), характеризуются наиболее высокой концентрацией легких РЗЭ в отличие от нормальных толеитовых лав, обедненных РЗЭ.

Результаты, полученные Дж. Шиллингом с соавторами, были убедительно подтверждены исследованиями А. Ле Рокса [146], который установил аналогичную закономерность для базальтов самой южной части Срединно-Атлантического хребта, где этот хребет сочленяется с Индийским хребтом в районе о-ва Буве. И, наконец, тщательно выполненное драгирование осевой зоны Галапагосского центра разрастания выявило ту же закономерность в изменении концентрации легких РЗЭ в зависимости от характера рельефа и глубины осевой зоны океанического рифта при скорости разрастания, резко отличающейся от значений для Срединно-Атлантического хребта [184]. Важно подчеркнуть, что здесь, как и в Южной Атлантике, обогащение толеитовых базальтов легкими РЗЭ согласуется с аналогичным распределением РЗЭ в лавах островов, связанных с океаническими хребтами: в первом случае с Галапагосскими островами, а во втором — с островом Буве.

Отмеченный характер распределения РЗЭ, обнаруживающий хорошую корреляцию с изменением содержаний редких и главных петрогенных элементов, подтверждается данными по изотопии гелия, неодима и других элементов.

Для базальтов Срединно-Атлантического хребта к северу от 50° с. ш. и до Исландии включительно характерны высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ ($1,2$ — $1,5$) $\cdot 10^{-5}$, в то время как между 33° и 50° с. ш. величина отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ несколько ниже ($0,9$ — $1,1$) $\cdot 10^{-5}$ [140], но все же остается высокой и близкой к значениям, типичным для лерцолитовых ксенолитов в базальтах континентальных

рифтов (например, Байкальская зона, см. гл. 17) и океанических островов.

Указанные два района Срединно-Атлантического хребта различаются и изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах: в первом случае эта величина лежит в пределах 0,7023—0,7028, а во втором — 0,7026—0,7036. К югу от 33° с. ш. толеиты осевой зоны обнаруживают тенденцию к повышению изотопного отношения $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ и понижению значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Изотопия неодима в толеитах двух контрастных типов была изучена А. Ле Роксом [146]. Базальты горячей точки в районе тройного сочленения о-ва Буве характеризуются отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в пределах $0,51295 \pm 2 - 0,51286 \pm 2$ и сильно выраженным обогащением легкими РЗЭ (La/Yb 4,8—6,9) и относительно высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70356—0,70364). Нормальный тип толеитов имеет отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в пределах $0,51312 \pm 2 - 0,51302 \pm 2$ и обеднен легкими РЗЭ (La/Yb 0,35—1,1).

В целом изотопные отношения гелия, неодима и стронция в толеитах горячих точек имеют величины, близкие к таковым в базальтах как островов, непосредственно связанных со срединными хребтами (Исландия, Буве, Галапагосские), так и вне их (Гавайи). Разумеется, нельзя все океанические острова рассматривать как поверхностное выражение горячих точек в мантии, как это нередко делается.

Таким образом, приведенные выше данные о составах главных элементов, геохимии редких и редкоземельных элементов и изотопных отношениях в совокупности являются надежными геохимическими индикаторами для выделения горячих точек в мантии, которая по всем параметрам относится к недеплелированному типу.

Геохимические данные нашли независимое подтверждение в последних результатах по сейсмической томографии мантии (см. гл. 17).

Что касается гетерогенности мантии под срединно-оceanическими хребтами, с помощью которой некоторые исследователи пытаются связывать вариации химического состава донных толеитов, то имеющиеся на сегодня данные скорее свидетельствуют против такой точки зрения [см. например, 116]. В любом случае, пока не будут разработаны критерии установления геохимической и изотопной гетерогенности, вопрос остается открытым и требует дальнейшего изучения.

Глава 7.

ТЕКОНОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В предыдущих главах были изложены все данные, необходимые для характеристики геодинамического режима развития срединных хребтов. Основной вывод, вытекающий из анализа рельефа, вулка-

низма и физических полей, заключается в независимости их формирования от скорости раздвижения океанических плит литосферы и неприменимости стационарных моделей для объяснения существующих закономерностей.

Мировая система срединных хребтов развита в океанах, имеющих различный возраст; в Тихом океане и в Северной Атлантике — 180 млн. лет, в Южной Атлантике и Индийском океане — 125 млн. лет, а в Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах — около 55—60 млн. лет. Полученные значения возраста океанической коры вытекают из анализа аномального магнитного поля и данных глубоководного бурения, причем рисунок осей магнитных аномалий является наиболее важным для восстановления положения древних осей разрастания океанического дна.

По сложности рисунка осей магнитных аномалий океаны могут быть расположены в такой последовательности: Тихий, Индийский, Атлантический. Анализ магнитных аномалий приводит к важному выводу — раздвижение океанических плит происходило неравномерно: либо менялась скорость раздвижения, либо в определенные отрезки времени движение приостанавливалось. Важно отметить, что данный вывод подтверждается независимыми результатами, полученными на основе анализа эволюции магматизма островных дуг, где нестационарность их развития четко устанавливается [86]. Причина нестационарности процессов на деструктивных границах плит заключается в изменении скорости субдукции или (и) морфологии зоны Заварицкого—Беньофа вплоть до ее раскола и заложения в новом месте.

Нетрудно увидеть определенную закономерность: скачки разрастания наиболее часто происходят в тех океанах, где существуют зоны субдукции, т. е. в Тихом океане и, возможно, в Индийском (последнее предсказал Л. Сайкс еще в 1973 г.), в то время как на большей части Атлантического океана положение оси раскрытия оставалось постоянным в течение всей истории развития бассейна. Это говорит об очевидном влиянии процесса субдукции на развитие конструктивных границ плит; оно сказывается также и на асимметрии раздвижения плит, наиболее заметной в Тихом океане.

Наиболее важный вопрос, связанный с эволюцией процессов на конструктивных границах плит, заключается в том, являются ли срединные хребты стационарными формами рельефа океанического дна? Анализ истории осадконакопления (гл. 2) показал, что современная система срединных хребтов начала развиваться не ранее 15 млн. лет назад, а максимальные величины поднятий приходятся на конец тортонаского века (около 6 млн. лет назад).

Изучение соотношения разломов и осадочной толщи срединного хребта на 6° ю. ш. позволило выявить наличие двух генераций разрывов (рис. 42): к первой относятся разломы, секущие базальтовый фундамент и осадки ниже горизонта А (эоцен), а ко второй — разломы, нарушающие как фундамент, так и всю толщу осадков. Это указывает на формирование блоковой структуры

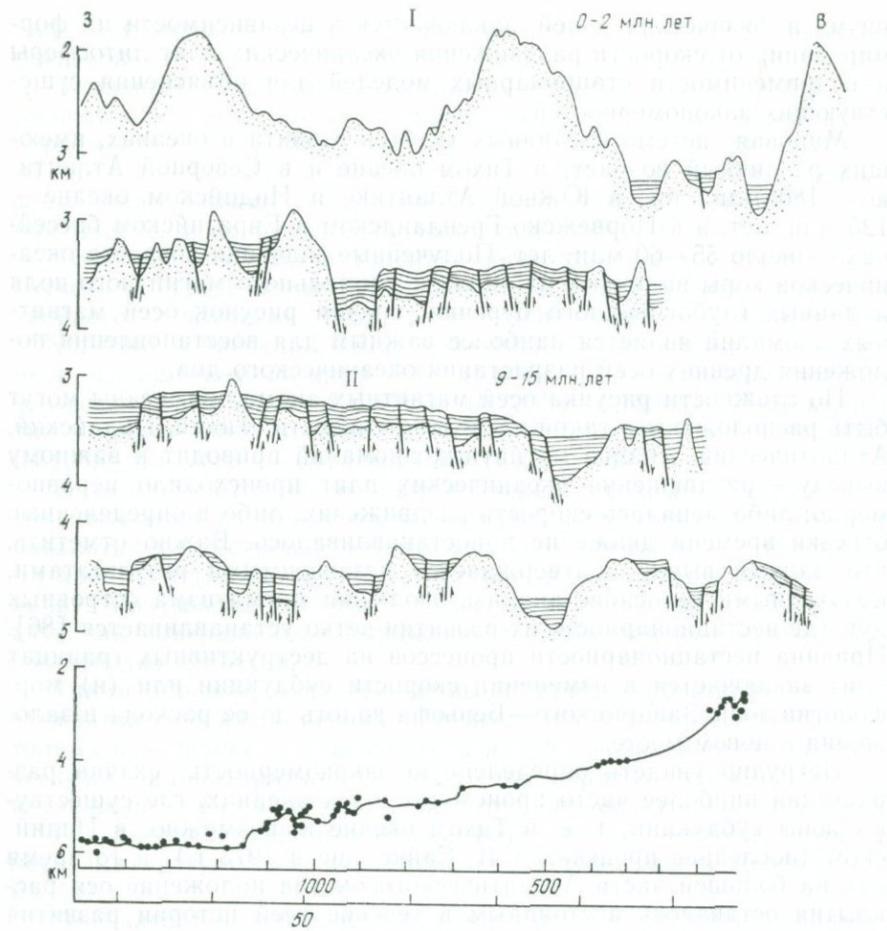


Рис. 42. Структура осадочной толщи Срединно-Атлантического хребта на 6° ю. ш. (T. van Andel, G. Heath, 1970). Положение разреза I—IV показано на профиле внизу.

1 — фундамент; 2—3 — осадки (2 — моложе горизонта A, 3 — древнее горизонта A)

хребта в постэоценовое время, причем деформациями была охвачена зона шириной до 500—700 км по обе стороны от оси.

Изучение турбидитов хр. Хуан-де-Фука показало, что рельеф фундамента и трансформные разломы возникли в позднетретичное время — после образования структуры магнитных аномалий. Осадки, выполняющие впадины трансформных разломов, также обнаруживают следы сильных деформаций. Для зоны разломов Вима Т. Ван Эндел определяет амплитуду деформаций за плеистоценовое время от 500 до 1900 м.

Весьма важные факты относительно соотношения структуры хребта и магнитных аномалий приводят Т. Ван Эндел и Т. Хис.

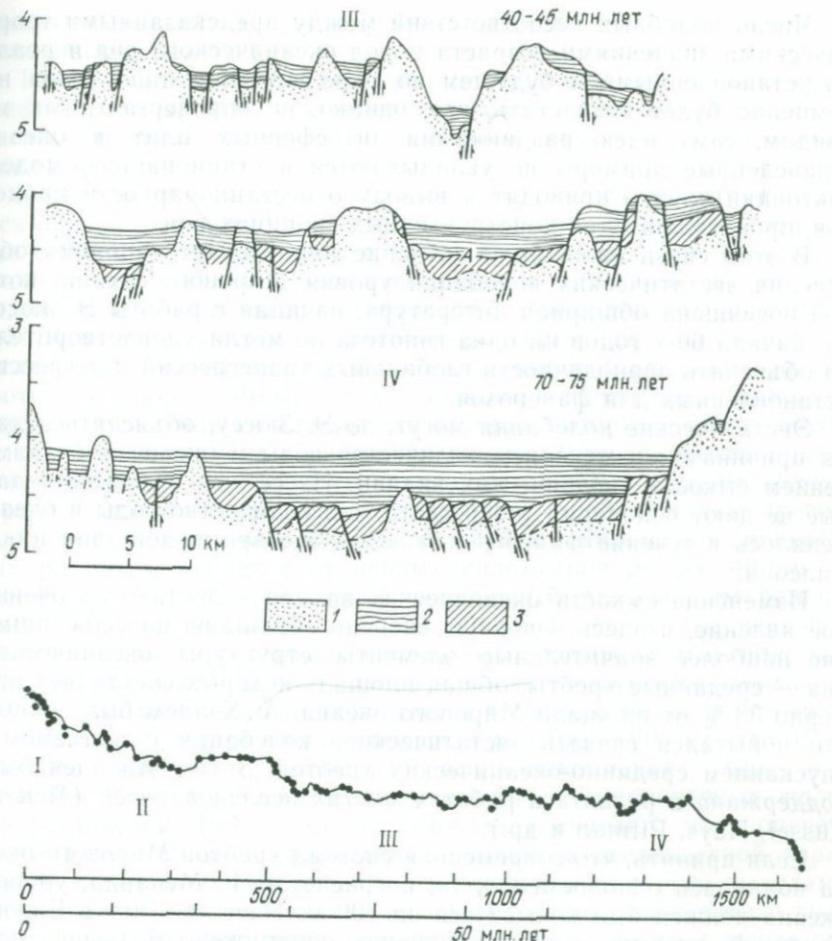


Рис. 42. (Продолжение)

По их мнению, рельеф образовался после того, как магнитный фундамент был сформирован.

В зоне гребня срединных хребтов имеется достаточно много находок пород как осадочного, так и вулканогенного происхождения, возраст которых древнее, чем это предсказывает магнитная шкала для океанического дна [20]. Особый интерес вызывает недавняя находка известняков с возрастом более 55 млн. лет, залегающих на базальтовом фундаменте к югу от трансформного разлома Вима в Атлантике (11° с. ш.), где согласно магнитной шкале возраст осадков не может быть древнее 30 млн. лет [105]*.

* Найденные известняки относятся к типичной пелагической карбонатной фации, образовавшейся в зоне гребня хребта, и не относятся к биогермам, надстраивающим вершины подводных вулканов, которые могут иметь любой возраст.

Число подобных несоответствий между предсказанными теоретическими значениями возраста пород океанического дна и реально установленными в будущем по мере изучения дна океана несомненно будет возрастать, что, однако, не опровергает, как мы увидим, саму идею раздвижения литосферных плит в океане. Приведенные примеры не укладываются в стационарную модель тектоники плит и приводят к выводу о нестационарности процессов, происходящих на конструктивных границах плит.

В этой связи важнейшее значение приобретает проблема объяснения эвстатических колебаний уровня Мирового океана, которой посвящена обширная литература, начиная с работы Э. Зюсса. До начала 60-х годов ни одна гипотеза не могла удовлетворительно объяснить периодичность глобальных трансгрессий и регрессий, установленных для фанерозоя.

Эвстатические колебания могут, по Э. Зюссу, объясняться двумя причинами: изменением количества воды в океане либо изменением емкости океанических впадин. Известные на сегодня данные не дают оснований утверждать, что количество воды в океане менялось в течение фанерозоя, т. е. за все время действия цикла Уилсона.

Изменение емкости океанических впадин — достаточно очевидное явление, и здесь в первую очередь обращают на себя внимание наиболее значительные элементы структуры океанического дна — срединные хребты, общая площадь которых составляет примерно 33 % от площади Мирового океана. А. Хэллем был первым, кто попытался связать эвстатические колебания с подъемом и опусканием срединно-оceanических хребтов. Затем эта идея была поддержана и развита в работах многих исследователей (Menard, Russel, Hays, Pitman и др.).

Если принять, что современная система хребтов Мирового океана поднялась одновременно, то, по расчётам Г. Менарда, уровень океана должен был повыситься на 300 м. Известно, что в Европе, Северной Америке и других районах обнаружено большое число погребенных речных долин плиоцена, тальвеги которых находятся на отметках 250—300 м ниже уровня моря. По данным глубоководного бурения, превращение сухопутной впадины Средиземного моря в глубоководную произошло 6 млн. лет назад. Поскольку плиоценовую трансгрессию невозможно объяснить увеличением количества ювенильной воды, то единственная реальная причина, с нашей точки зрения, — интенсивный рост срединных хребтов в указанный отрезок времени. Это хорошо согласуется с приведенными выше данными о времени активных вертикальных движений, которые привели к формированию современной системы срединно-оceanических хребтов.

В фанерозое выделяются эвстатические колебания уровня Мирового океана, продолжительность которых укладывается в циклы трех порядков по своей продолжительности. Общая черта этих циклов заключается в том, что регрессии происходят значительно быстрее, чем трансгрессии, и это подразумевает существование

какого-то механизма, регулирующего неравномерный подъем и снижение уровня океана.

Таким образом, из приведенных данных следует, что срединно-океанические хребты как морфологические сооружения не являются стационарными формами рельефа и структуры океанического дна.

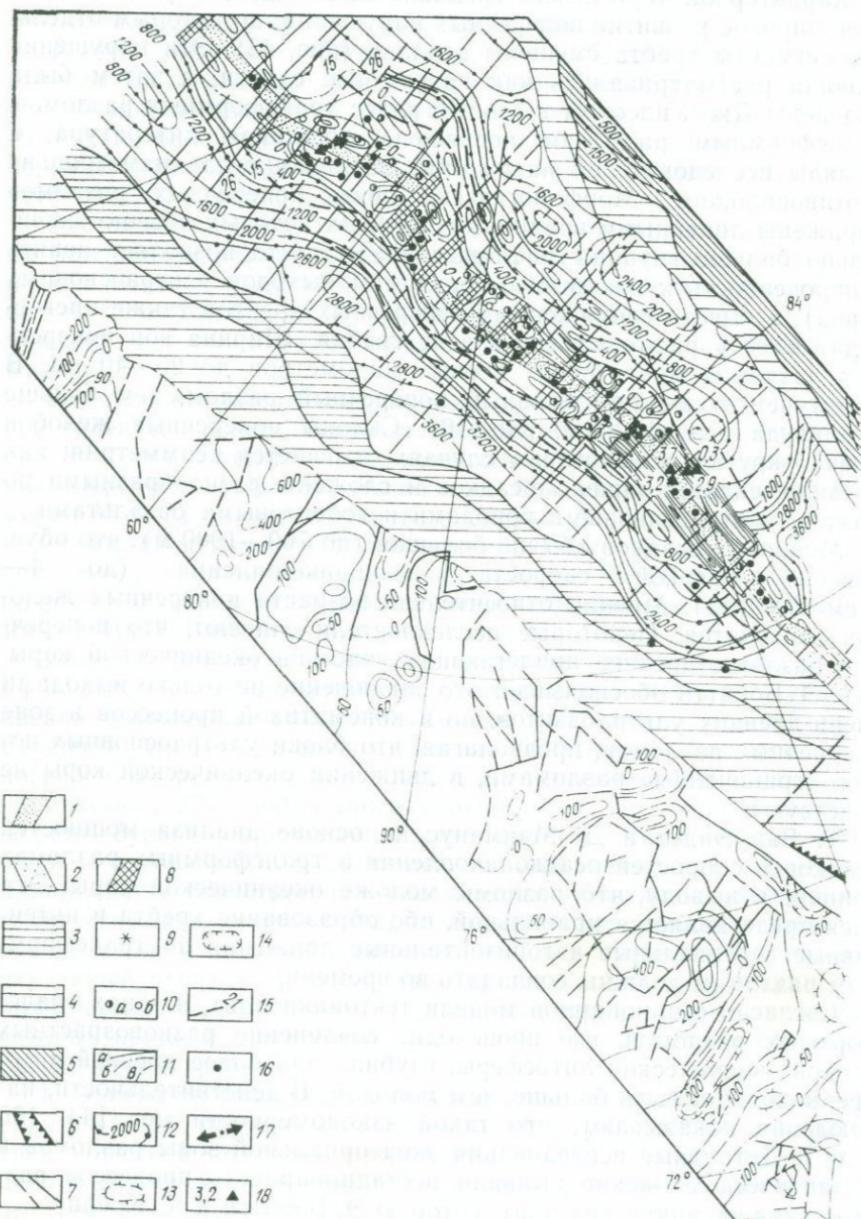
Характерной чертой всех срединно-океанических хребтов является широкое развитие поперечных нарушений, по которым отдельные сегменты хребта смешены в плане (рис. 43). Эти нарушения сначала рассматривались как поперечные сдвиги, а затем были выделены Дж. Уилсоном в особый класс трансформных разломов. Трансформным разломам посвящена обширная литература, и взгляды исследователей на их образование иногда диаметрально противоположны. Морфологически зоны поперечных разломов выражены линейными впадинами, глубина которых обычно значительно больше глубины рифтовых впадин (что позволяет понять приуроченность к поперечным разломам выходов ультраосновных пород), а высота сопряженных поперечных хребтов также превосходит высоту рифтовых гор в зоне гребня. Ширина зон поперечных разломов меняется от первых километров до 25—40 км. В целом чем более протяженный поперечный разлом, тем больше амплитуда рельефа (см. рис. 10). Слоны поперечных желобов обычно крутые, в некоторых случаях отмечается асимметрия; как правило, склоны лишены осадков и сложены разнообразными по составу ультраосновными породами и толеитовыми базальтами.

Мощность осадков обычно большая (до 700—1000 м), что обусловлено высокой скоростью осадконакопления (до 4—6 см/1000 лет). Мнения относительно возраста поперечных желобов расходятся. Некоторые исследователи считают, что поперечные разломы древнее прилегающих участков океанической коры. Так, Э. Бонатти обосновывает это заключение не только выходами очень древних ультрабазитов, но и кинематикой процессов в зоне поперечных разломов, предполагая, что блоки ультраосновных пород, ограниченные разломами, в движении океанической коры не участвуют.

Т. Ван Эндел и Д. Макманус на основе анализа мощностей осадков и скоростей осадконакопления в трансформных разломах пришли к выводу, что разломы моложе океанической коры. Эта идея представляется правильной, ибо образование хребта и интенсивные вертикальные и горизонтальные движения по трансформным разломам должны совпадать во времени.

Согласно стационарной модели тектоники плит, в зонах трансформных разломов, где происходит сочленение разновозрастных блоков океанической литосферы, глубина дна более древней литосферы должна быть больше, чем молодой. В действительности, наблюдения показывают, что такой закономерности нет [44, 105 и др.]. Детальные исследования экваториальной зоны разломов в Атлантическом океане выявили нестационарность процессов движения океанических плит, которую Э. Бонатти и К. Крейн

назвали осциллирующим разрастанием [105]. Аналогичный характер скачков осей разрастания был установлен и для Восточно-Тихоокеанского поднятия, где он получил название перекрывающихся центров разрастания (overlapping spreading centers) [150 и др.]. В последнем случае сочленение двух развивающихся вдоль простирания центров разрастания (propagating rifts) не приводит



к образованию трансформного разлома, но может создавать структуру, внешне похожую на соединение типа «хребет — трансформный разлом — хребет».

Из анализа физических полей срединных хребтов и сейсмических данных (см. гл. 4 и 5) следует, что образование океанической коры на конструктивных границах плит не зависит от скорости раздвижения плит. К аналогичному заключению пришел Б. Льюис [148], подчеркнувший отсутствие надежных данных о различии в ширине и глубине залегания магматических камер под медленно и быстро разрастающимися хребтами, а также эпизодичность самого процесса магматизма в осевых зонах хребтов.

Прохождение поперечных сейсмических волн в направлении, перпендикулярном к простирианию срединных хребтов, и наличие землетрясений в мантии под зоной гребня меняет наши представления о реологии коры срединных хребтов. В этой связи нельзя не отметить одинаковую глубину залегания границы Мохо под хребтами Тихого и Атлантического океанов, природа которой обусловлена не изменением состава пород (petрологическое Мохо

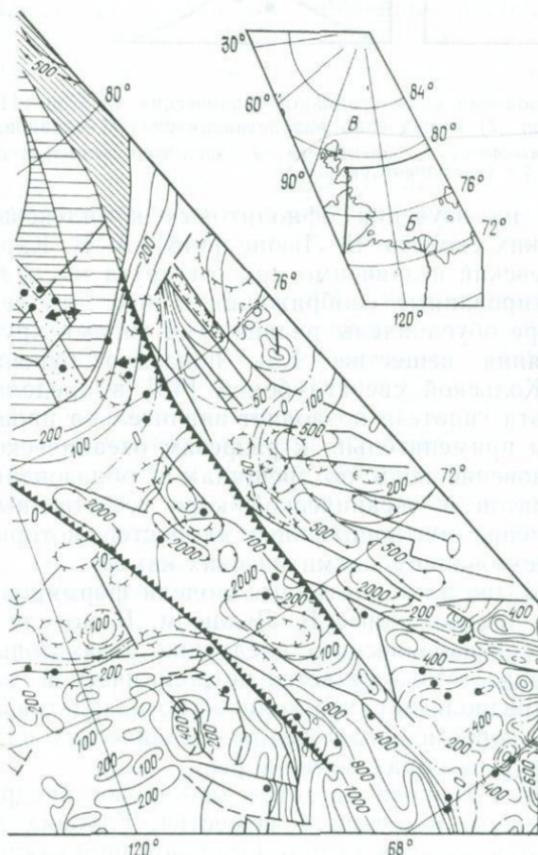


Рис. 43. Карта новейшей тектоники Арктической рифтовой зоны [20].

1 — рифтовая впадина хр. Гаккеля; 2 — продолжение структуры хр. Гаккеля, слабо выраженное в рельфе; 3 — краевой прогиб, компенсированный осадкоакоплением; 4 — переходная зона; 5 — переместившиеся и погрузившиеся части Баренцево-Карского шельфа (поднятие Ломоносова); 6 — область эмбрионального растяжения земной коры; 7 — разломы; 8 — зоны трансформных разломов; 9—10 — вулканы; 9 — на материковой коре, 10 — на океанической коре (а — конкордантные, б — дискордантные); 11 — изобазы новейших тектонических движений, м (а — положительные, б — нулевые, в — отрицательные); 12 — изопахиты осадочного чехла, м (на шельфе, по данным В. В. Иванова и И. В. Беляева, на океаническом дне — Ю. Г. Киселева и А. М. Карасика); 13—14 — локальные новейшие структуры (13 — поднятия, 14 — опускания); 15 — изохроны океанической коры, млн. лет; 16 — эпицентры землетрясений; 17 — ориентировка напряжений в очагах землетрясений; 18 — плотность теплового потока, $4,19 \cdot 10^{-2} \text{ Вт}/\text{м}^2$.

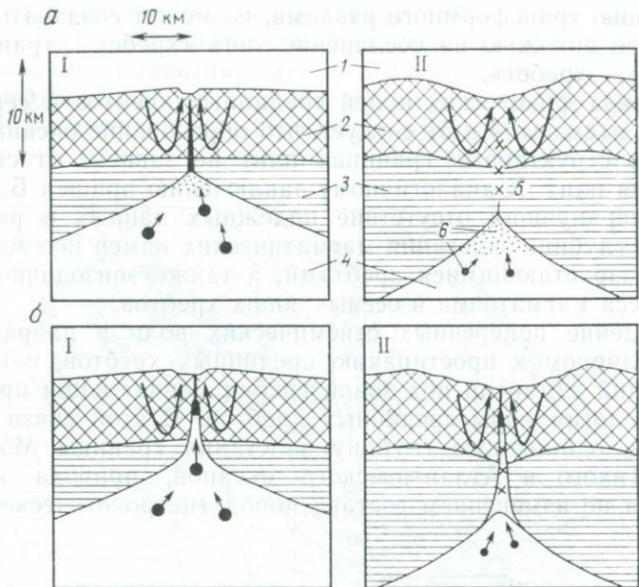


Рис. 44. Модели (*a*, *б*) образования коры срединно-океанических хребтов [148] для быстро разрастающихся (*I*) и медленно разрастающихся (*II*) океанов. 1 — гидросфера, 2 — кора, 3 — литосфера, 4 — астеносфера, 5 — эпицентры землетрясений, 6 — базальтовый расплав

в моделях, основанных на изучении офиолитовых комплексов), а различием реологических свойств. Б. Льюис [148], А. В. Каракин [41], В. Н. Николаевский независимо друг от друга высказали достаточно аргументированные соображения о том, что сейсмические границы в коре обусловлены различными типами хрупко-пластического состояния вещества. Как показало бурение скв. 504В в океане и Кольской сверхглубокой [45] в пределах континентальной коры, эта гипотеза позволяет значительно проще объяснить многие факты применительно к разрезам океанической коры. Глубокое проникновение воды по трещинам и образование водонасыщенных горизонтов в океанической коре естественным образом вызывает появление зон пониженных скоростей, которые нельзя связывать с существованием магматических камер.

На рис. 44 приведены две альтернативные модели формирования океанической коры, предложенные Б. Льюисом. В модели *а* кора образуется за счет эпизодического внедрения базальтовых даек, и в этом случае раздел Мохо является петрологической границей. Данная модель предполагает, что количество базальтового расплава не зависит от скорости раздвижения океанических плит и весь расплав расходуется на образование коры.

В модели *б* (см. рис. 44) предполагается диапирное внедрение частично расплавленного мантийного вещества. Глубина до границы Мохо определяется уровнем гидротермальной циркуляции

и метаморфизма. Из модели *б* следует постоянство мощности океанической коры, не зависящей от скорости разрастания океанического дна и температуры в мантии, а также отсутствие стационарных магматических камер.

Модель *б* представляется более реальной, так как согласуется с большим числом независимых друг от друга фактов. Однако нестационарность развития срединно-оceanических хребтов, которая является, как было показано, важнейшей чертой их развития, требует объяснения.

Автором совместно с Е. В. Артюшковым и Т. Л. Толкуновой [97] была предложена пульсационная (нестационарная) модель, в основе которой лежит идея периодического поступления к коре легкой аномальной мантии, возникающей вследствие дифференциации вещества Земли по плотности. Продолжительность каждого из циклов оценена в 25—30 млн. лет.

Численное моделирование и экспериментальные данные Х. Рамберга [176] показывают, что независимо от принятого значения вязкости аномальной мантии в развитии срединного хребта выделяются три стадии, обусловленные растеканием аномальной мантии по латерали. На первой стадии аномальная мантия достигает подошвы литосферы и обеспечивает достаточно быстрое изостатическое поднятие коры. Вторая стадия соответствует растеканию аномальной мантии в горизонтальном направлении с расширением области поднятия; существенно, что скорость растекания быстро затухает за время порядка 10^6 лет. Это приводит в значительной мере к «замораживанию» линзы аномальной мантии и связанного с ней изостатического поднятия на третьей «пассивной» стадии [97].

Общий характер кривых, моделирующих процесс растекания, определяется в первую очередь вязкостью аномальной мантии, а амплитуда поднятия — мощностью ее линзы. Оба эти параметра связаны со степенью частичного плавления мантийного вещества, которая может меняться от 1—2 до 10—15 %. Это позволяет объяснить различный уровень (глубину) зоны гребня срединных хребтов и не требует поиска причин, объясняющих слабое изменение глубины дна при достижении некоторого характерного времени.

Из данной модели естественным образом вытекает разная продолжительность эвстатических трансгрессий и регрессий, ибо «замораживание» аномальной мантии происходит достаточно быстро.

Приведенные в предыдущих главах данные о вариациях рельефа, составов донных толеитов и изменении физических полей вдоль оси срединно-оceanических хребтов требуют существенного дополнения к описанной модели, в которой предполагается растекание в направлении, поперечном к оси хребта. В действительности растекание аномальной мантии должно происходить как вдоль оси, так и поперек оси раздвижения плит. Такое предположение становится особенно вероятным, если мы обратимся к обсуждению начальных стадий раскрытия океанических бассейнов, которые за-

нимают определенное место в эволюционном ряду развития процесса рифтогенеза в целом.

Как было показано ранее [18], аномальная мантия объясняет важнейшие черты рельефа, структуры и вулканизма континентальных рифтов на всех этапах их развития вплоть до раскола континентальной литосферы. Последний процесс обычно приурочен к зонам тройных сочленений, относительно которых обычно происходит дальнейшее развитие океанических бассейнов. Это было убедительно показано К. Берком в 1977 г. и Е. Г. Мирлиным [62] для Атлантического океана.

В рамках предложенной модели развития срединно-океанических хребтов, которую мы рассматриваем как частный случай процесса рифтогенеза в целом, важнейшее значение имеют данные сейсмической томографии [93, 162], позволившие выявить скоростные аномалии в распространении поверхностных волн в верхней мантии по глубине и в латеральном направлении. Оказалось, что срединные хребты характеризуются низкими значениями скоростей поперечных волн до глубины 150 км, а на больших глубинах единство Мировой системы срединных хребтов теряется: области разогретой мантии отмечаются только для Северной Атлантики, Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш. и южнее о-ва Пасхи, Аравийско-Индийского хребта, треугольника Афар и рифта Красного моря. Эти сейсмические данные являются сильным аргументом в пользу существования горячих точек, где, как следует из геохимических исследований (гл. 6), происходит подъем недоплелированной мантии с больших глубин. Указанные неоднородности на глубинах в 350 км соответствуют областям тройного сочленения на поверхности Земли.

ВЫВОДЫ

Анализ рельефа, структуры, вулканизма, физических полей и глубинного строения конструктивных плит литосферы показывает, что развитие COX не вписывается в стационарные модели тектоники плит. Согласованное изменение таких характеристик, как рельеф, структура и состав донных базальтов, вне зависимости от скорости раздвижения океанического дна находит объяснение только в рамках нестационарности развития как зоны гребня, так и самих срединных хребтов в целом.

Два главных фактора определяют геодинамику конструктивных границ литосферы: субдукция океанической литосферы в зонах Беньофа и реология вещества аномальной мантии под срединными хребтами.

Первый процесс объясняет разную скорость раздвижения плит в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, а также перерывы (скакчки) и крупные перестройки в геометрии разрастания океанического дна.

Второй процесс является конкретным механизмом, обеспечивающим рост и отмирание срединных хребтов. Особенности рельефа,

структур и вулканизма COX определяются составом и состоянием вещества аномальной мантии. Существенное значение приобретают горячие точки в мантии, которые зарождаются еще на стадии континентального рифтогенеза в областях тройного соединения рифтов и являются, таким образом, долгоживущими центрами аномально высокой тектоно-магматической активности. Благодаря ярко выраженной геохимической специфике горячие точки могут выделяться и на древних конструктивных границах.

Из нестационарности развития COX следует, что зависимость глубина — возраст океанического дна в каждом конкретном случае определяется мощностью линзы аномальной мантии, вызывающей соответствующее поднятие океанического дна. Принятие нестационарности развития COX снимает целый ряд возражений, выдвинутых в прошлом против концепции тектоники плит в тех ее положениях, которые касались формирования конструктивных границ литосферных плит.

Часть II.

МАТЕРИКОВЫЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ

Глава 8.

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА МАТЕРИКОВЫХ РИФТОВ

На первый взгляд может показаться, что рельеф материковых рифтов отличается простотой и однотипностью, но, как и в случае океанических рифтов, внимательное рассмотрение позволяет увидеть и важные черты различия между отдельными рифтовыми зонами. Особенности геоморфологического строения обусловлены несколькими причинами: предысторией геологического развития, длительностью и интенсивностью процесса рифтогенеза (его стадией), положением рифта внутри материка или на его окраине.

Первая попытка классификации материковых рифтов принадлежит Е. Е. Милановскому [60], выделившему сводово-вулканические и щелевые рифты (по А. В. Горячеву, присводовые и вне-сводовые). Эта особенность рельефа показывает, что рифтовая впадина не обязательно развивается на своде, что считалось правилом после известной работы Г. Клооса. Наиболее четко различия в рельфе выделенных типов рифтов видны на примере восточной и западной ветвей Восточно-Африканской рифтовой системы: в восточной ветви максимальный размах рельефа примерно в два раза меньше, чем в западной. Однако в других случаях (например, в Байкальской рифтовой зоне) можно наблюдать переход сводового типа к несводовому, что очень четко видно при движении от Тункинской к Южно-Байкальской впадине, у которой сопряженные плечи свода отсутствуют.

В действительности, никакой генетической связи между рифтовыми впадинами и «сводами» нет: во-первых, рифтовые впадины возникают раньше образования «свода» или, точнее, пририфтовых поднятий (плечей рифта), во-вторых, элементарные расчеты, проведенные Ю. А. Зориным еще в конце 60-х годов, показали, что за счет обрушения свода (типа Байкальского) могут возникнуть впадины глубиной не более 150 м.

Гораздо более важной для морфологической классификации рифтов является предыстория их развития, и в этом отношении разделение рифтов на эпиплатформенные и эпиорогенные имеет смысл, особенно если принять во внимание длительность отрезка времени между завершением складчатости и началом рифтогенеза.

Детальные исследования последних лет показали, что многие особенности современного облика эпиплатформенных рифтов обус-

ловлены характером развития литосферы в дорифтовый этап [72], причина которого заключается в термическом состоянии литосферы в течение всего этого этапа [129]. Природа данного явления вытекает из термической истории в дорифтовый этап [129] и обсуждается в гл. 19.

Несмотря на различия, континентальные рифты имеют общие особенности рельефа, отражающие специфику геоморфологического выражения рифтогенеза.

1. Абсолютные высоты, не превышающие 3500 м, не считая высот отдельных вулканов (аккумулятивных образований), что говорит о существовании предела поднятия [18]. Единственное исключение — массив Рувензори высотой 5119 м в Восточной Африке (возможное объяснение таких аномальных высот дано в гл. 10).

2. Асимметричный поперечный профиль, определяющий разную высоту и морфологию хребтов по обе стороны от рифтовой впадины, частную асимметрию самой рифтовой впадины (рифты Байкальский, Рио-Гранде, Кенийский, Момский и др.). Асимметричный профиль выдерживается на значительных расстояниях (тысячи километров) и не связан с локальными причинами [20].

3. Исключительная линейность, выражаяющаяся не столько в том, что общая протяженность рифтов на порядок превышает их ширину, сколько в характере самих рифтовых впадин, которые, разделяясь внутри- или межвпадинными перемычками и образуя структуру en echelon, прослеживаются на расстояние в первые тысячи километров при средней ширине около 45—50 км (табл. 15). Постоянство ширины рифтовых впадин — важнейшая черта континентальных рифтов. Этим они отличаются от внутри- или межгорных впадин в областях эпиплатформенного или эпигеосинклинального горообразования.

4. Закономерное плановое расположение рифтовых впадин, при котором простижение отдельных линеаментов подчиняется определенным и выдержаным направлениям [18, 20]. Из характерных типов сочетаний материковых рифтов в плане (рис. 45) следует отметить структуру расщепления, на которую обратил внимание еще Р. Клоос, тройного и четковидного, или торцового, сочленения.

Приведенные особенности рельефа материковых рифтов присущи Африкано-Аравийскому рифтовому поясу, Байкальской рифтовой зоне, Момскому рифту, Рейнскому грабену. Особое место занимает рифтовая зона Запада США. Ее главные особенности рельефа заключаются в значительной ширине (до 1000 км) при общей протяженности около 3500 км, взаимно параллельном расположении поднятий и впадин, образующих клавишную структуру. По морфологии и закономерностям планового расположения эта рифтовая зона, как справедливо отмечал Е. Е. Милановский, напоминает раннемезозойскую рифтовую зону Западно-Сибирской плиты. Ее можно рассматривать как сочетание большого числа элементарных рифтов.

Отличие рельефа рифтовой зоны Запада США заманчиво было бы объяснить предысторией геологического развития, но, как мы

Таблица 15

Морфометрические характеристики впадин Байкальской рифтовой зоны

Впадина	Максимальная ширина, км	Длина, км	Абсолютная отметка, м	
			Минимальная	Средняя
Косогольская (Хубсугульская)	35	135	—238	
Тункинская	40	160	500	
Байкальская (среднее)	49	230	—731*	
Южная	54	180	—1423*	—843*
Средняя	52	210	—1620*	—853*
Северная	79	300	—889*	—570*
Баргузинская	35	200	470	
Верхнеангарская	40	140	470	
Муйская	45	110	460	
Чарская	35	130	625	
Среднее	50	188	505 (без озёр Байкал и Хубсугул) —113 (с оз. Бай- кал)	

* По данным Э. М. Колокольцевой.

увидим ниже, предшествующая история, хотя и обусловливает некоторые черты рельефа, не позволяет понять геоморфологический аспект материкового рифтогенеза в целом, ибо он есть следствие глубинных процессов, накладывающихся на любой субстрат.

В последние годы оживленную дискуссию вызывает природа Паннонской депрессии, расположенной внутри петли, образованной дугой Восточных Альп и Карпато-Балканской складчатой области. Образование обширного прогиба, сопровождавшегося проявлением щелочно-базальтового магматизма, обусловленного сильным разогревом литосферы и ее утонением, вызвано, с нашей точки зрения, рифтогенезом. Растижение литосферы в пределах Паннонской впадины происходило одновременно с интенсивными вертикальными движениями земной коры в горном обрамлении Восточных Альп и Карпато-Балканской дуги.

По комплексу признаков в формировании Паннонской депрессии и рифтовой зоны Запада США много общего, однако по характеру рельефа они существенно различаются. В Паннонской впадине система рифтовых впадин северо-восточного простирания скрыта под мощной толщей осадков, накопившихся с начала тортонского века; прогибание было не только компенсировано осадконакоплением, но даже перекомпенсировано. Современное осад-

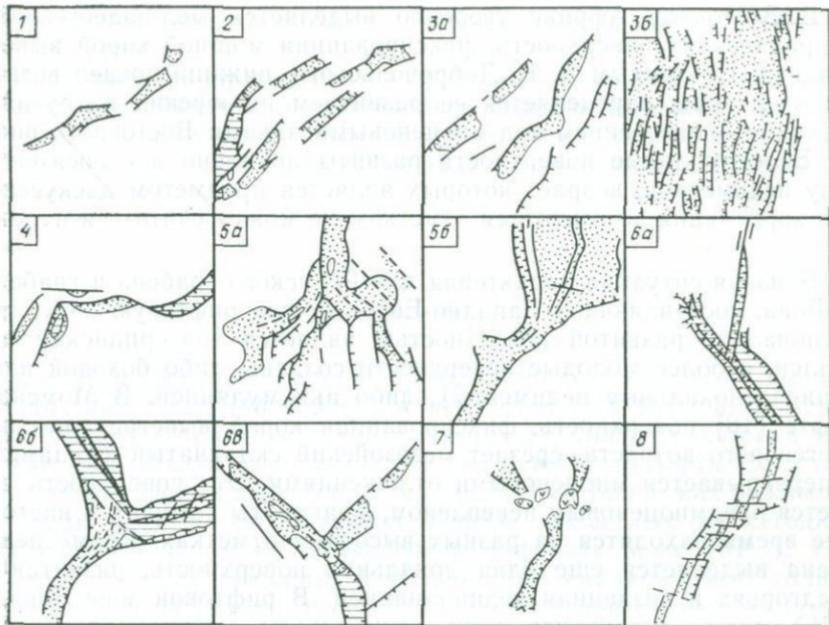


Рис. 45. Характерные типы сочетаний материковых рифтов в плане [60].

1 — четковидное (северо-восточное окончание Байкальского пояса); 2 — кулисное (северо-восточная часть Байкальского пояса); 3 — взаимно-параллельное (*a* — зона разломов Руаха — Руфиджи, восточная Африка, *b* — провинции Хребтов и Бассейнов, Кордильерский рифтообразный пояс); 4 — коленчатое (юго-западное окончание Байкальского пояса); 5 — расщепление (*a* — южное окончание Кенийского рифта, *b* — северо-восточное окончание Эфиопского рифта); 6 — непосредственный стык под разными углами (*a* — рифты Красного моря, Суэцкий и Левантинский, *b* — рифты Эфиопский, Аденский и Красного моря, *c* — рифты озер Руква, Малави и зона разломов Руаха — Руфиджи); 7 — сближение под разными углами без непосредственного соединения (северная часть Рейнского пояса); 8 — разделение и смещение по зоне поперечного или диагонального сдвига либо сбросо-сдвига (осевая часть Эфиопского рифта)

конакопление происходит на отметках около 100 м выше уровня моря в условиях полигенетической аккумулятивной поверхности выравнивания, развитие которой не закончено.

Только результаты сейсмической стратиграфии и глубокого бурения (до складчатого основания) позволили установить все необходимые геологические признаки, доказывающие рифтогенную природу Паннонской впадины.

Восточно-Африканская и Байкальская рифтовые зоны и Рейнский грабен возникли на месте областей складчатости разного возраста, общим для них является наличие исходной поверхности выравнивания (пенеплена), фиксированной корой выветривания. Возраст исходной поверхности Байкальской зоны определяется мел-палеогеновым временем, развитие коры выветривания продолжалось до конца олигоцена — начала миоцена. Реликты древнего пенеплена с хорошо выраженной корой выветривания сохранились на перемычках и склонах хребтов; они имеют примерно равные абсолютные отметки, что позволяет оценить гипсометрическое положение исходной поверхности до начала рифтогенеза.

В Восточной Африке уверенно выделяется мел-палеогеновая (африканская) поверхность, фиксированная мощной корой выветривания. По данным В. В. Добровольского, нижний предел возраста этой коры определяется ее развитием на юрских интрузиях, верхний — погребением под миоценовыми лавами Восточного рифта. Более молодые поверхности развиты локально и относятся к типу педиментов, возраст которых является предметом дискуссии, ибо корреляция по высотным отметкам не может считаться надежной.

Близкая ситуация характерна для Рейнского грабена и грабена р. Рона, составляющих Западно-Европейскую рифтовую зону, где регионально развитой поверхностью является эпигерцинский пенеплен, а более молодые поверхности созданы либо боковой плацацией (локальные педименты), либо аккумуляцией. В Момском рифте [18] поверхность, фиксированная корой выветривания палеогенового возраста, срезает мезозойский складчатый фундамент и перекрывается миоценовыми отложениями. Эта поверхность является предмиоценовым пенепленом, фрагменты которого в настоящее время находятся на разных высотных отметках. Кроме пенеплена выделяется еще одна локальная поверхность, развитая в предгорьях и созданная педипланацией. В рифтовой зоне Запада США можно установить лишь одну дорифтогенную поверхность выравнивания раннекайнозойского возраста.

Таким образом, общей чертой рельефа материковых рифтов является широкое развитие денудационных поверхностей выравнивания, которое можно разделить на до- и синрифтогенные (педименты). Первые относятся к пенепленам и являются геоморфологическим выражением регионального углового несогласия; обычно эти поверхности фиксированы корами выветривания, иногда очень мощными (до 150—200 м). Именно пенеплена как дорифтогенные поверхности представляют интерес при определении амплитуд деформаций земной коры. В зависимости от темпа вертикальных движений и от климатических условий кроме пенепленов образуются и педименты, но развитие последних в условиях рифтогенеза не приводит к формированию педипленов. Особенно активно педименты развиваются в условиях широкого распространения платобазальтов, образуя систему четко выраженных ступеней.

В процессе рифтогенеза первичная поверхность пенеплена не только деформируется, но и подвергается денудации. В асимметричных рифтовых зонах (таких, как Байкальская) в более высоко поднятых северных и северо-западных хребтах линейная эрозия преобладает над денудацией, глубина и густота расчленения весьма значительны и первичная поверхность плохо сохраняется. В менее высоких хребтах, обрамляющих впадины с юга и юго-востока, интенсивность линейной эрозии ниже, глубина и густота расчленения существенно меньше и первичная поверхность хорошо сохраняется. Если соединить отдельные вершины сильно расчлененных хребтов, то получим достаточно плоскую поверхность,

которая представляет собой не что иное как вершинную поверхность А. Пенка.

Рифтовые впадины являются областями длительного унаследованного прогибания и в современном рельефе выражены полигенетическими аккумулятивными поверхностями выравнивания, которые в случае глубоководных впадин формируются в субаквальных условиях.

Глава 9.

ФОРМАЦИИ

Состав и строение осадочно-вулканогенных комплексов, выполняющих впадины кайнозойских континентальных рифтов, изучены к настоящему времени с такой степенью детальности, которая позволяет установить их общие признаки и выявить черты сходства и различия с формациями областей других тектонических режимов.

Среди всех континентальных рифтов, известных на сегодня, особое место занимает Байкальская рифтовая зона (БРЗ), где наличие опорных скважин, вскрывших во впадинах всю толщу отложений до складчатого основания, и большой объем литологических и биостратиграфических исследований делают возможным выделение тектонотипа формаций континентальных рифтов. В этом плане существенное значение имели работы по непрерывному сейсмическому профилированию, давшие первые важные сведения о строении и мощности осадочной толщи во впадине оз. Байкал [59]*.

Как справедливо подчеркивал Н. А. Логачев, именно изучение БРЗ позволило впервые выявить основные закономерности строения и развития осадочно-вулканогенных формаций континентальных рифтов, которые затем подтвердились при изучении других рифтовых областей и их палеоаналогов [20].

Новые данные были получены за последние годы и для других континентальных рифтов, особенно Рейнского грабена [172] и Африкано-Аравийского рифтового пояса [89, 128]. Африкано-Аравийский пояс, пожалуй, наименее подходящий объект для рассмотрения структуры осадочных комплексов, ибо широкое и непрерывное развитие вулканизма, с одной стороны, существенно ограничивает проявление осадконакопления, а с другой — затрудняет его изучение (Восточный рифт). В западной ветви Африканской рифтовой зоны осадочные породы кайнозоя изучены недостаточно. Что касается рифтовой зоны Запада США, то имеющиеся материалы могут быть использованы как дополнение, но не как основа при выявлении закономерностей строения и развития формаций типичных материковых рифтов.

* Позднее аналогичные исследования были проведены и в глубоководных впадинах оз. Танганьика и оз. Малави Восточно-Африканской рифтовой системы [182].

В основании разреза рифтогенных формаций БРЗ залегает кора выветривания, развитая на породах различного возраста и вещественного состава. Во многих случаях она имеет мощный зональный профиль с вертикальной зональностью, свойственной площадному выветриванию. Действительно, то, что кора выветривания покрывала значительную часть Байкальской горной области, свидетельствуют ее находки в районе оз. Хубсугул на юго-западе, в Тункинской впадине, по обоим берегам оз. Байкал, в северо-восточной части БРЗ (Кодар-Удоканская зона), а также в Забайкалье (бассейн р. Селенги, р. Уды, Витимского плато).

Закономерности современного положения коры выветривания достаточно хорошо выявляются на примере юго-западного Прибайкалья, где она лучше всего сохранилась на перемычках, разделяющих впадины, или на склонах хребтов. Это нельзя считать случайностью, и нам представляется, что сохранность коры выветривания объясняется тем, что именно перемычки в дальнейшем испытали незначительное поднятие и фиксируют положение древнего пленена, на месте которого заложилась Байкальская рифтовая зона.

В основании разреза миоценовых отложений в Тункинской впадине была выделена терригенно-эффузивная свита. В ее составе присутствуют пески, глины, конгломераты, туфы, базальты общей мощностью до 110 м. Возраст свиты до сих пор не определен*, судя по данным бурения она развита фрагментарно и на ней отмечается кора выветривания.

Особенности строения и состава отложений, выполняющих впадины байкальского типа, были выяснены в результате глубокого бурения, вскрывшего в одних случаях (Тункинская и Баргузинская впадины) весь разрез до фундамента, а других (дельта р. Селенга) — значительную его часть.

По схеме Н. А. Логачева [20], кайнозойские отложения впадин Байкальской рифтовой зоны делятся на угленосную (миоцен—нижний плиоцен), окристую (верхний плиоцен), туфогенно-осадочную (верхний плиоцен—постплиоцен), песчаную (средний и верхний плейстоцен) свиты, которые в дальнейшем получили название танхойской, аносовской и ахаликской.

Миоценовые угленосные отложения в Тункинской впадине прослеживаются на запад до пос. Монды. Они были встречены нами на 199 км дороги Култук—Монды, где в разрезе правого берега р. Иркут на коре выветривания по гранитам залегают черные углистые глины с растительными остатками и линзами кварцевого песка общей мощностью 0,55 м. Глины перекрываются потоком базальтов. По заключению В. М. Климановой, спорово-пыльцевой комплекс в глинах датируется поздним миоценом. Близкие по возрасту отложения вскрыты скважиной в пос. Монды.

* К-Аг датировка базальтов дает 90 млн. лет (устное сообщение И. В. Дехтаревой).

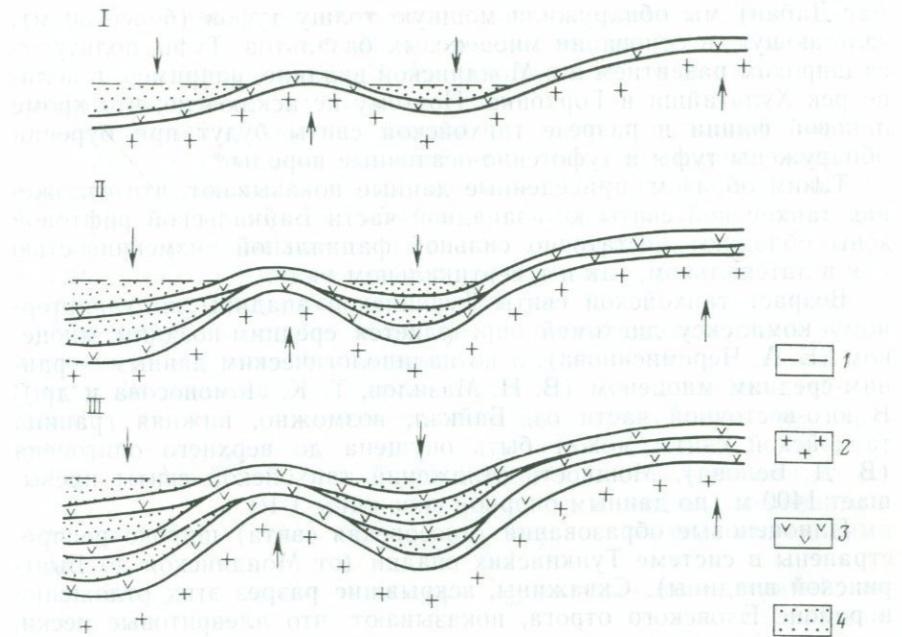


Рис. 46. Стадии (I—III) «расщепления» потоков базальтов в условиях конседиментационной складчатости.

1 — уровень миоценового озера; 2 — фундамент; 3 — базальты; 4 — осадочные породы

Миоценовые отложения, по данным бурения, в большинстве случаев представлены переслаиванием песков и глин с отдельными угленосными слоями, роль которых в строении толщи меняется. В одних случаях они составляют большую часть разреза и можно говорить об угленосной фации, в других угли практически отсутствуют. Аналогичным образом ведут себя вулканогенные породы, представленные главным образом лавовой (эфузивной) фацией. Так, в скв. 2-О число потоков достигает 40, они составляют не менее трети общей мощности разреза, а в скв. 1-Р они отсутствуют совсем. В этом отношении интересны три скважины, пробуренные по одному профилю *, в которых число «потоков» базальтов последовательно 3, 2 и 1. Слово «потоки» поставлено в кавычки потому, что неизвестно в действительности, какому числу потоков отвечает часть разреза мощностью, например, в 30 м. Мощность отдельных потоков меняется от 1,5—2,0 до 15—30 м, и это надо иметь в виду при различных построениях (рис. 46).

Изучение естественных обнажений и материалов бурения показывает, что в разрезе танхойской («угленосной») свиты в Тункинской впадине пирокластические породы неизвестны. Однако это не означает, что их вообще нет. В верховьях р. Тумусун (хр. Ха-

* Район Еловского отрога.

мар-Дабан) мы обнаружили мощную толщу туфов (более 30 м), залегающую в основании миоценовых базальтов. Туфы пользуются широким развитием и в Мондинской впадине, например, в долине рек Хулагайши и Горхонка. Поэтому не исключено, что кроме лавовой фации в разрезе танхойской свиты будут при бурении обнаружены туфы и туфогенно-осадочные породы*.

Таким образом, приведенные данные показывают, что отложения танхойской свиты юго-западной части Байкальской рифтовой зоны обладают достаточно сильной фациальной изменчивостью как в латеральном, так и в вертикальном ряду.

Возраст танхойской свиты Тункинской впадины по характерному комплексу диатомей определяется средним-поздним миоценом (Е. А. Черемисинова), а по палинологическим данным — ранним-средним миоценом (В. Н. Мазилов, Т. К. Ломоносова и др.). В юго-восточной части оз. Байкал, возможно, нижняя граница танхойской свиты может быть опущена до верхнего олигоцена (В. Д. Белова). Мощность отложений танхойской свиты превышает 1400 м (по данным опорной скважины 1-Р).

Плиоценовые образования (аносовская свита) широко распространены в системе Тункинских впадин (от Мондинской до Быстриńskiej впадины). Скважины, вскрывшие разрез этих отложений в районе Еловского отрога, показывают, что алевритовые пески, песчаники и алевролиты составляют большую часть разреза, в отдельных случаях до 80—100 %. Вулканогенные породы (в основном лавовые потоки, реже туфы), довольно часто встречаются, и на их долю приходится от 1/10 до 1/4 части общей мощности.

Иной характер разреза имеет аносовская свита в Тункинской впадине в тех местах, где она доступна непосредственному наблюдению в обнажениях. Во всех изученных нами обнажениях (пос. Монды, р. Аерхан, д. Подкукой) конгломераты составляют 100 % разреза, в других (р. Замараиха, д/о Анчук) они переслаиваются с песками и песчаниками. Аналогичный характер разреза наблюдается и на юго-восточном побережье оз. Байкал, где преобладают конгломераты, гравий, пески (60—90 %) при подчиненном значении алевритов. Следует обратить внимание на ритмичное строение разреза, хорошо заметное в обнажении по р. Замараихе. Характерной чертой этого разреза является обогащенность гидроксидами железа, придающего толще красно-бурую окраску. Такой же цвет имеет толща конгломератов у д. Подкукой, д/о Анчук и пос. Монды в отличие от разреза по р. Аерхан (к западу от пос. Монды).

Спорово-пыльцевые комплексы изученных нами разрезов, по заключению М. В. Климановой, дают возраст в интервале от позднего миоцена — раннего плиоцена (р. Иркут, д/о Анчук) до среднего эоплейстоцена. Плиоценом М. В. Климанова датирует и песчано-алевролитовую фацию аносовской свиты, вскрытую скважи-

* Возможно, миоценовыми окажутся туфоконгломераты, встреченные в районе Ахалинского месторождения в скв. 10 и 8 в нижней части разреза.

нами. Этот вывод не противоречит ранее сделанным определениям возраста по палинологическим данным, анализу диатомей и пресноводных моллюсков (Н. А. Флоренсов и др.) и подтверждается новыми данными (Е. А. Черемисинова).

Переходный спорово-пыльцевой комплекс (от позднего миоцена к раннему плиоцену), выделенный в аерханских конгломератах, и существование аналогичного комплекса (IV, по М. В. Климановой) в танхайской свите позволяют предположить, что смена характера разреза (от преимущественно алевритовых пород к грубообломочным) не сопровождается значительным перерывом в осадконакоплении. Этому не противоречат данные полевых наблюдений.

Что касается взаимоотношений аносовской свиты с более молодыми (четвертичными) отложениями, то они носят различный характер. Во впадинах последние залегают либо согласно, либо со стратиграфическим несогласием, а на разделяющих впадины перемычках с резким угловым несогласием.

Четвертичные отложения представлены разнообразными по составу и генезису отложениями [озерными, речными, пролювиальными, вулканогенными (всех фаций), ледниковыми]. Необходимо обратить внимание на две их особенности.

1. Преобладающим типом пород становятся пески, гравий, валуны; алевролиты и глины практически исчезают из разреза. Резко увеличивается размер грубых обломков (кривые сдвинуты в сторону поля валунов) в составе четвертичных аллювиальных отложений по сравнению с плиоценовыми, причем сортированность материала лучше (рассматриваемые разрезы плиоцена также представлены речной фацией).

2. Большая мощность пород во впадинах. Скважины 2-О и 1-Р вскрыли в первом случае толщу песков с потоками базальтов мощностью 415 м, а во втором — галечников мощностью 580 м. Характерны значительные величины градиентов мощностей грубообломочных пород. По данным бурения, проведенного в районе пос. Аршан, мощность валунно-галечных отложений на расстоянии 160 м от Тункинского разлома достигает 236 м, а еще через 80 м мощность толщи равна 340 м. В разделяющих впадины перемычках мощности четвертичных отложений (не считая вулканогенных пород) незначительны.

В результате проведенных исследований стратиграфии и литологии молассовой формации, выполняющей впадины юго-западной части БРЗ, были получены новые данные, которые позволяют впервые палеонтологически обосновать возраст аносовской и ахаликской свит, а также проблематичных быстринских, мондинских и аерханских конгломератов. В процессе работы было обнаружено 8 новых мест залегания ископаемой фауны зайцеобразных и грызунов [2], изучение которой показало, что формирование грубообломочных отложений молассовой формации БРЗ началось в позднем плиоцене.

Данные литологического изучения молассовой формации показывают, что во всех изученных нами разрезах преобладают хо-

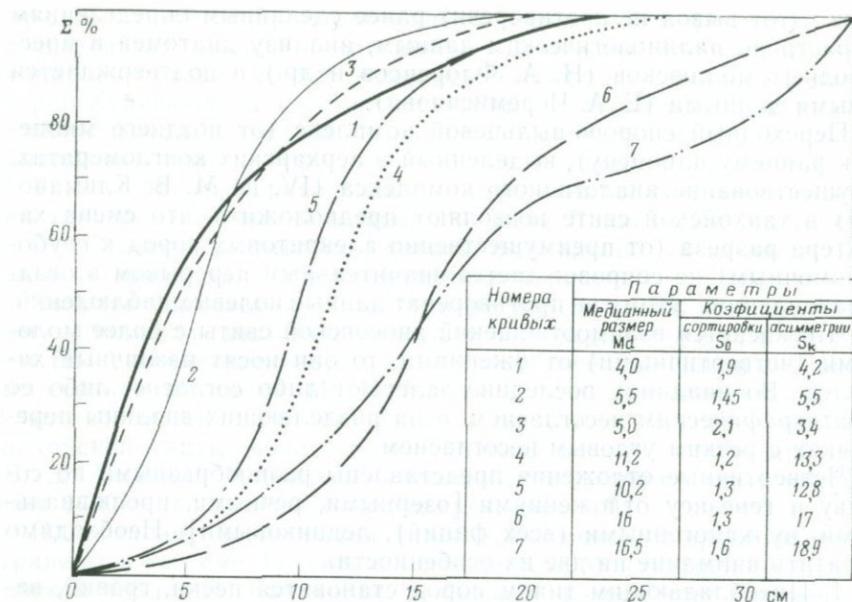


Рис. 47. Кумулятивные кривые гранулометрического состава грубообломочных пород плиоценовой (1—5) и четвертичной (6—7) молассы системы Тункинских впадин.

Номера разрезов: 1 — Мондинский, 2 — Аерханский, 3 — Анчукский, 4 — Подкукойский, 5 — Ихэ-Угуньский (западная часть Хойтогольской впадины), 6 — Ихэ-Угуньский (Нилова Пустыня), 7 — Хубутинский

рошо окатанные конгломераты, причем в одних из них (Монды, Аерхан) они составляют 100 % мощности разреза, в других (Замараиха, Анчук и др.) конгломераты закономерно переслаиваются песками (песчаниками), алевритами и глинами, образуя ритмы различного порядка. Из рис. 47 следует, что конгломераты аносовской и ахаликской свит характеризуются близкими значениями медианного диаметра, коэффициентов сортировки и асимметрии, что в совокупности с другими признаками говорит о сходных условиях их образования. Это сходство разрезов не случайно и определяется их одинаковым положением в структуре конседиментационных поднятий (меж- и внутривпадинных перемычек). Важно отметить, что кумулятивные кривые грубообломочных пород четвертичного возраста отличаются от кривых для плиоценовых конгломератов величиной как медианного диаметра, так и коэффициента сортировки (кривые сдвинуты в сторону поля валунов). Это свидетельствует о макрокластогенном характере разреза неоген-четвертичной молассовой формации Байкальского рифта в целом.

Рассмотрим кратко развитие формаций во времени по простиранию Байкальской рифтовой зоны. К северо-востоку от Юго-Западного Прибайкалья последовательно располагаются Баргузинская, Муйская и Чарская впадины. Достоверно установленных

миоценовых отложений здесь нет. В Баргузинской впадине скважина, пробуренная у с. Моготы, вскрыла всю толщу кайнозойских отложений (мощностью 1400 м) и вошла в кристаллический фундамент.

По С. Г. Саркисяну, на четвертичные отложения приходится около 250 м, на средне- и верхнеплиоценовые — 350 м. Нижняя часть разреза в интервале 800—1400 м предположительно относится к миоцену и представлена переслаиванием глин, алевролитов и песчаников; отсутствием угольных пластов эта часть разреза отличается от миоцена Тункинской впадины, в то время как верхняя часть, отвечающая плиоцену, похожа на одновозрастные слои юго-западной части Байкальского рифта.

В Муйской и Чарской впадинах не известны не только образования миоцена, но и плиоцена. Только в последней А. И. Музис условно относит к плиоцену горизонт охристых галечников в верховьях р. Сюльбан мощностью 4—6 м, сопоставляя его с охристой свитой Тункинской впадины. Отсутствие неогеновых отложений на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны нельзя объяснить его меньшей изученностью по сравнению с юго-западным. Прилегающие к впадинам хребты изучены достаточно хорошо, и наиболее древние образования там не выходят за пределы плейстоцена.

Теперь обратимся к юго-западному флангу Байкальской рифтовой зоны, куда входят Хубсугульская (Косогольская) и Дархатская впадины. По данным А. К. Уфлянда и др., здесь отсутствуют отложения более древние, чем эзоплейстоценовые (позднеплиоценовые). Разрезы грубообломочных пород, описанные в верховьях р. Бэлтэсмен-Гол, напоминают по своему геоморфологическому положению, вещественному и гранулярному составу конгломераты р. Аерхан к западу от Мондинской впадины, которую отделяет от Хубсугульской впадины Харанурская перемычка. В юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны можно включать и систему впадин Саяно-Тувинского нагорья, где были изучены новые разрезы осадочных отложений.

Наибольший интерес представляет разрез, изученный по р. Дутла-Холь-Тонма. Здесь на протяжении 1,5 км по обоим берегам реки обнажается ритмично построенная толща, в составе которой преобладает валунно-галечный и песчаный материал. Вся толща смята в систему пологих складок с общим падением на юго-запад 210° и имеет видимую мощность не менее чем 150 м. Такие признаки, как большая мощность, сильная степень диагенеза и эпигенеза, а также ритмичность в строении разреза, сближают указанные отложения с разрезом образований охристой свиты Тункинской впадины. Эти же признаки совершенно очевидно указывают на более древний, чем четвертичный, возраст толщи, и по аналогии с разрезами в Тункинской впадине она может быть отнесена к среднему плиоцену.

В составе спорово-пыльцевого комплекса, изученного В. А. Беловой, были обнаружены: *Gramineae*, *Artemisia* sp., *Chenopodi-*

ceae, *Ephedra* sp., *Liliaceae*, *Rosaceae*, *Tsuga* sp., *Abies* sp., *Picea* sp., *Ilex* sp., *Corylus* sp. Возраст отложений датируется средним-поздним плиоценом.

Интересный разрез осадочных отложений был встречен по р. Улуг-Арт-Хем в 1 км выше по течению от места слияния с р. Шивит. В этом разрезе выделяются три горизонта. Нижний состоит из практически неокатанных глыб базальта, сильно сцепленных песчаным материалом. Ориентировка этих глыб указывает на преимущественно северное направление сноса. Средний состоит из обломков хорошей окатанности, в котором количество цемента существенно выше, чем в нижнем горизонте (не больше 5 % в нижнем и до 40 % в среднем). Другая отличительная черта среднего горизонта от нижнего заключается в близком к горизонтальному расположению обломков и существенной роли пород фундамента. Имеются также отдельные линзы песчаника. Третий горизонт при столь же сильной цементации отличается еще большим содержанием цемента (до 70 %).

В составе спорово-пыльцевого комплекса обнаружены (определения В. А. Беловой): *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Betula* sp., *Pinis* s/g *Haploxyylon*, *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Juglans* sp., *Ilex* sp., *Carpinus* sp., *Carya* sp., *Quercus* sp., *Ulnus* sp. Возраст отложений датируется поздним миоценом — плиоценом.

По внешнему облику вся толща очень похожа на мондинские конгломераты; различие заключается в преобладающей роли базальтов среди обломков нижнего горизонта и их плохой окатанности, свидетельствующей о незначительном переносе материала. Учитывая, что данный район находится всего лишь в 50—60 км от р. Жом-Болок, где в свое время С. В. Обручев обнаружил миоценовые глины под базальтами, можно прийти к заключению, что С. В. Обручев (вопреки мнению М. Г. Гроссвальда и др.) был прав, датируя начало вулканической активности в Восточной Туве миоценом.

Разрез осадочных отложений Восточной Тувы в отличие от Юго-Западного Прибайкалья характеризуется существенно меньшими мощностями.

Рассмотрим распределение мощностей кайнозойских отложений во впадине оз. Байкал, где ранее, по геофизическим данным, предполагались мощности осадков 7—10 км. Сейсмическое профилирование показало, что максимальные мощности осадков (до акустического фундамента) составляют 2,4 км в Южнобайкальской впадине и приурочены к узкому грабену шириной 7 км [62]. По сейсмическим данным выделяются слои со скоростями продольных волн 2,1, 2,4 и 3,6 км/с, причем последнее значение соответствует акустическому фундаменту. В. Г. Николаев и др. [67] сделали попытку сопоставить выделяемые сейсмокомплексы в разрезе осадочной толщи оз. Байкал с разрезом Тункинской впадины, придав им, таким образом, стратиграфический смысл. Однако такая трактовка ничем не обоснована, и, учитывая сильную фациальную изменчивость рифтогенных формаций, как было показано выше, без

глубокого бурения в самой впадине оз. Байкал разделение сейсмокомплексов по возрасту (как это делается в сейсмостратиграфии) в настоящее время просто нереально.

Важно обратить внимание на совсем другой вывод, вытекающий из результатов сейсмопрофилирования — Южнобайкальская впадина перестает быть тем «ядром», где якобы начиналось зарождение Байкальского рифта, как предполагалось ранее.

РЕЙНСКИЙ ГРАБЕН

Стратиграфия и литология кайнозойских отложений Рейнского грабена достаточно детально рассматривалась в работах Г. Андерле, Ф. Брайера, Ю. Иллиеса, Ф. Добла, Х. Нейгебауэра и др. Новейшие данные приведены в работе [172]. По известным на сегодня данным, для формаций Рейнского грабена характерно практическое отсутствие вулканитов в разрезе, исключая район Кайзерштуль—Фрейбург.

Распределение мощностей осадков во времени и в пространстве отличается сильной изменчивостью (рис. 48), а суммарная мощность отложений в Нижнерейнском грабене варьирует от 2200 м в южной части до 3400 м на севере. Начало прогибания датируется средним эоценом, и с этого момента выявляется миграция оси максимального прогибания от одной краевой зоны грабена к другой, создавая, таким образом, асимметрию мощностей осадков по латерали.

Начальный этап осадконакопления характеризуется образованием маломощных озерных отложений на территории, охватывающей не только Рейнский грабен, но и прилегающие области. Только в олигоцене разломы получают слабое выражение в рельефе, что приводит к образованию конгломератов вдоль линий разрывов. Анализ галек в конгломератах показал, что в верхних частях разреза они представлены юрскими породами, ниже сменяются триасовыми, а затем породами фундамента. Тем не менее озерные отложения являются характерной чертой раннекайнозойского осадконакопления в грабене, а окружающие поднятия Вогез и Шварцвальда в рельефе были выражены слабо. Общая мощность среднего эоцена—нижнего олигоцена меняется от 1800 м на юге до 1200 м на севере.

В среднем и позднем олигоцене максимум прогибания смешается к северу, и в районе Карлсруэ мощность отложений этого времени более 1000 м. В зоне Гессенской впадины появляются морские отложения. В начале миоцена осадконакопление южнее Баден-Бадена прекращается; в районе же Гейдельберга на нижний миоцен приходится более 1570 м лагунных отложений, переслаивающихся с морскими. В это же время начинается активное проявление вулканизма, продолжавшееся и в плиоцене. В течение плиоцена и плейстоцена происходит накопление гравийно-галечных аллювиальных отложений мощностью до 1000 м (между Гейдельбергом и Дармштадтом).

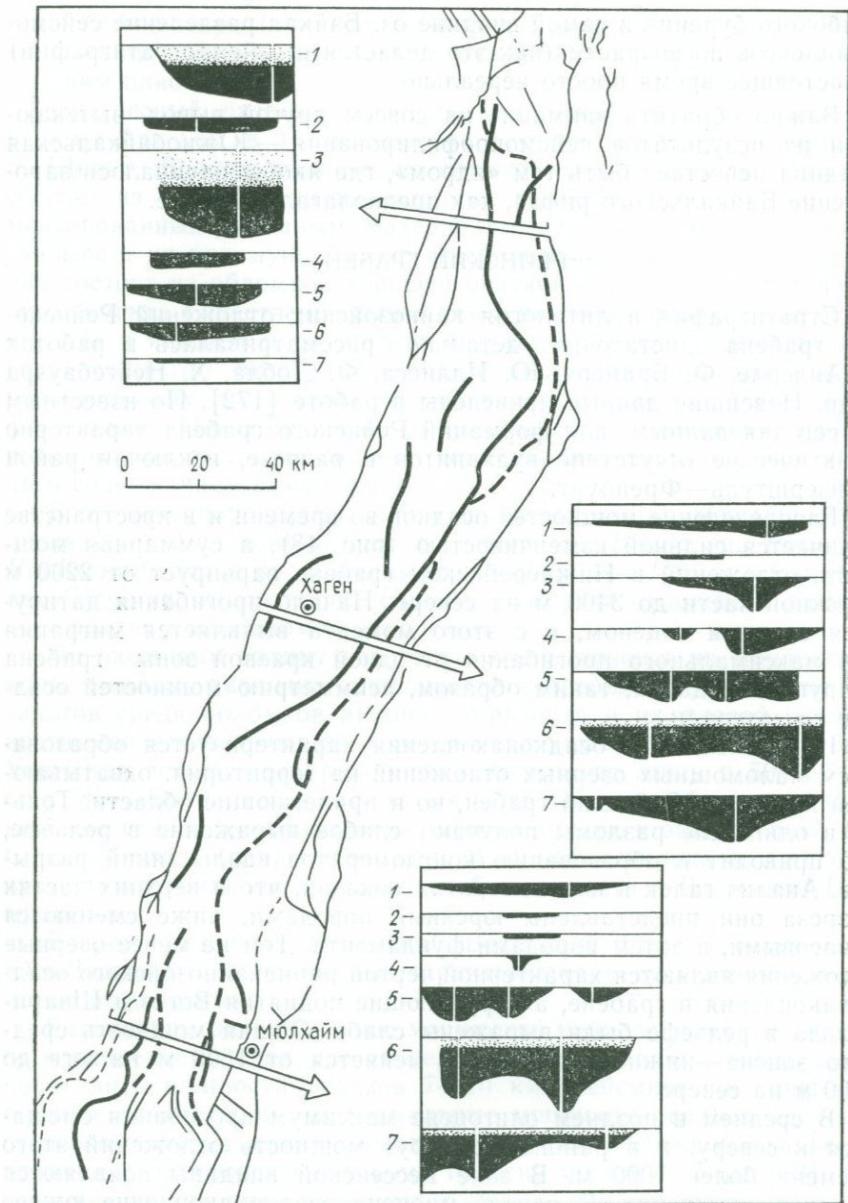


Рис. 48. Строение осадочной толщи Верхнерейнского грабена (Н. Neugebauer, В. Braner, 1978).

Сплошная линия — ось максимального прогибания подошвы третичных отложений, пунктир — то же, для четвертичных отложений. Цифры на поперечных профилях: 1 — плиоцен-четвертичные отложения, 2 — верхний миоцен, 3 — аквитан, 4 — свита Нидерродерн, 5 — Серая толща, 6 — свита Пешельбронн, 7 — верхний эоцен

Отличительными чертами осадков, выполняющих Рейнский грабен, являются слабая дислоцированность, отсутствие угловых несогласий в разрезе и постседиментационный характер разломов, хотя Ф. Брайер для южной части грабена приводит доказательства конседиментационной природы некоторых разрывов. В отличие от Байкальской рифтовой зоны в Рейнском грабене не наблюдается существенного погружения разреза по времени, а двухъярусное строение едва намечается.

МОМСКИЙ РИФТ

Принимая во внимание распространение, фациальный состав и условия залегания осадков, их можно разделить на два комплекса: нижний и верхний. Нижний комплекс включает плиоценовые и верхнеплиоцен-нижнечетвертичные образования; последние составляют единую толщу и относятся к одному циклу осадконакопления. Верхний комплекс охватывает среднечетвертичные — современные образования, залегает с угловым несогласием на нижнем и продолжает формироваться в настоящее время.

Нижний комплекс, залегающий на древней коре выветривания, представлен осадками преимущественно озерного, аллювиального и болотного генезиса, среди которых более грубые отложения (галечники и мелкогалечные конгломераты) имеют подчиненное значение, лишь иногда составляя 40—50 % разреза. Они характеризуются хорошей окатанностью и сортированностью. Обломочные толщи появляются в зоне перехода к поднятиям (р. Болчук на правобережье р. Селенях, грабен Тенкели в хр. Полоусный), и это вместе с увеличением мощности к осевым зонам впадин и дислоцированностью плиоцен-верхнечетвертичных образований свидетельствует в пользу конседиментационного характера прогибания. Отличительной чертой нижнего комплекса является широкое развитие растительных остатков, мощные скопления которых иногда дают угленосные горизонты промышленного значения. Каких-либо признаков, указывающих на проявление вулканизма в эпоху формирования нижнего комплекса, не известно.

Приведенные особенности нижнего комплекса отложений в межгорных и внутригорных впадинах позволяют рассматривать его как аналог нижней формации молассоидов впадин Байкальской рифтовой зоны. В эпоху формирования этого комплекса контрастного рельефа еще не существовало и тектонические движения были слабыми и недифференцированными. Но вместе с тем его появление в разрезе свидетельствует о прекращении платформенного развития, ибо сравнение мощностей угленосной формации горной системы хр. Черского и Яно-Индигирской низменности показывает, что они различаются на два порядка.

Верхний комплекс, залегающий с угловым несогласием на нижнем, представлен грубообломочными отложениями, составляющими по мощности 80—90 % всего разреза. Началу его формирования предшествовали перерыв в осадконакоплении и образование

денудационной поверхности выравнивания. Заложение этого комплекса относится к среднечетвертичному времени, но его развитие не закончено, и процесс интенсивного накопления продолжается в современную эпоху. Поэтому естественно, что мощность комплекса невелика и измеряется первыми сотнями метров (100—200 м). По своему облику это уже типичная моласса, накапливающаяся в условиях расчлененного горного рельефа на фоне локально развитого вулканизма.

Формации Момского рифта имеют много общего (наличие двух комплексов) с формациями Байкальской зоны в ее центральной и юго-западной части. Отличие заключается в смещении по времени на один этап: заложение Рейнской и Байкальской рифтовых зон относится соответственно к концу эоцена и началу миоцена, когда на месте Момского рифта еще существовала стабильная область. Однако нельзя не заметить большого сходства в развитии горной системы хр. Черского и северо-восточной части Байкальского рифта (Становое нагорье), где наибольшей интенсивности тектонические движения достигли в среднечетвертичное время.

АФРИКАНО-АРАВИЙСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

Данная область континентального рифтогенеза протягивается от Левантийских грабенов на севере до оз. Малави на юге и отличается исключительным разнообразием осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, что обусловлено не только влиянием широтной климатической зональности, но и различной величиной растяжения литосферы. Наиболее существенные новые данные были получены при сейсмопрофилировании глубоководных впадин озер Танганьика и Малави и изучении стратиграфии и литологии грабена Мертвого моря, Эфиопского рифта и треугольника Афар [113, 164].

Важнейшая черта осадконакопления Африкано-Аравийского рифтового пояса заключается в том, что оно происходило на фоне интенсивной вулканической деятельности, роль которой в отдельных звеньях была существенной (Эфиопия, Афар), или настолько активной, что осадочные формации практически не развивались (Кенийский рифт).

В северной и центральной частях пояса в связи с раскрытием Красного моря существенную роль играли эвстатические колебания уровня Мирового океана, которые обусловили чередование в разрезе континентальных и морских фаций. Рассмотрим главные черты строения осадочных формаций, начиная с рифта Мертвого моря [165].

Заложение рифтовой структуры Мертвого моря началось в миоцене с образования красноцветных отложений: глин, песков и конгломератов (формация Хатсева и конгломераты Рахам) мощностью более 600 м [101]. В течение плиоцена и раннего плейстоцена в центральной части рифта сформировалась мощная толща эвaporитов (более 6000 м) с незначительной долей глин и доломитов

(формация Седом). Резкая смена режима осадконакопления началась около 1 млн. лет назад, когда появляются речные конгломераты и пески в краевых частях рифтовой впадины (формация Арава), в то время как в осевой зоне продолжается формирование мергелей, глин и эвапоритов (формация Амора, около 400 м). Такие черты осадконакопления сохраняются до настоящего времени [101].

М. Бейс [101] подчеркивает большое сходство разрезов осадочных формаций рифта Мертвого моря и впадины Данакиль в Северном Афаре. Древнейшие осадочные отложения во впадине Данакиль представлены красноцветными отложениями (конгломераты, песчаники и глины озерно-аллювиального происхождения), которые переслаиваются с потоками базальтов и туфов. Суммарная мощность красноцветной формации более 1000 м. Начиная с плиоцена в центральной части впадины развивается мощная (2200—3500 м) толща эвапоритов, а в краевых зонах образуются фангломераты (отложения слившихся конусов выноса) мощностью более 100 м. Разрез завершается рифовыми и оолитовыми известняками, которые фациально замещаются известковистыми мергелями и гипсом (формация Энкафала с возрастом менее 0,2 млн. лет, мощность 30 м).

Развитие грабена Суэцкого залива началось в раннем миоцене с излияния лав базальтового состава и одновременным образованием формации Нуукхул, относимой к аквитанскому ярусу [187]. Эта формация характеризуется сильной фациальной изменчивостью по латерали — от грубообломочных отложений краевых уступов до мергелей и глин с рифовыми известняками в центральных частях грабена. Такой характер осадконакопления сохраняется в течение бурдигальского и раннелангского веков, когда появляются нижняя и верхняя формации Рудис. Начиная с середины миоцена до мессинского века включительно развивается мощная толща эвапоритов, за которой последовало формирование плиоцен-четвертичных терригенных образований мощностью до 1,6 км с незначительной долей коралловых известняков и ангидритов [187].

Осадочные комплексы Эфиопского рифта и впадин Западного и Восточного Афара имеют много общего. По данным А. П. Пильгера и А. Рослера, В. Г. Казьмина [39] и других исследователей [89], их характерной чертой является преобладание озерных и озерно-аллювиальных отложений, мощность которых меняется от первых десятков до сотен метров.

В Эфиопском рифте осадконакопление началось в позднем миоцене (формация Чорора с возрастом 9—10 млн. лет) с развития диатомитов мощностью до 50 м. В Западном и Восточном Афаре, начиная с плиоцена, формируются озерно-аллювиальные и пролювиальные отложения мощностью до 800 м (Западный Афар). Иной характер режима осадконакопления наблюдается при движении к югу от Эфиопского рифта к Восточно-Африканской рифтовой системе, состоящей из двух ветвей: Восточного и Западного рифтов.

Осадочные формации в Восточном рифте развиты очень слабо, и рифтовые впадины выполнены лавами различного состава; западная ветвь характеризуется фрагментарным вулканизмом, и осадочные формации здесь широко развиты, но изучены еще недостаточно. Анализу осадочных формаций рифтов Восточной Африки посвящена монография Н. А. Логачева, поэтому мы подчеркнем лишь важнейшие черты их строения, учитывая новые данные.

Для выяснения характера осадочных формаций Восточно-Африканской зоны рассмотрим впадину Альберт—Семлики (Танганьикская рифтовая зона). Нижняя часть разреза представлена тонкозернистыми (песчано-глинистыми, часто железистыми) осадками, формировавшимися в течение миоцена, плиоцене и первой половины плейстоцена в условиях обширных аллювиальных равнин и озерных ванн. На этих образованиях несогласно залегают грубообломочные (песчано-гравийные и галечниковые) отложения, которые А. В. Горячев и Е. Е. Милановский рассматривают как типичную молассу. Общая мощность отложений 1500—2500 м. Данный разрез показывает, что северная часть Танганьикской рифтовой зоны развивалась в две стадии. Первая (неоген—начало плейстоцена) характеризуется осадконакоплением в условиях спокойного рельефа, обрамляющих впадину поднятий, которые были или не выражены, или слабо выражены в рельефе. Во вторую стадию (вторая половина плейстоцена) контрастность рельефа возрастает, что и приводит к образованию грубых отложений.

Исключительное значение представляют новые данные по стратиграфии и строению осадочных комплексов глубоководных озер Танганьика и Малави, полученные в результате сейсмического профилирования [182]. Главные результаты исследований заключаются в установлении мощностей отложений, выявлении латеральных рядов формаций и внутренней структуры осадочных комплексов. Но, пожалуй, наиболее важным выводом является заключение об отсутствии связи кайнозойского рифтогенеза с грабеновыми структурами мезозоя. Такой вывод однозначно был сделан недавно Р. Кроссли и М. Кроу [128] и подтвердился новыми данными. Таким образом, дискуссия, начатая Ф. Дикси в 1948 г., может считаться законченной.

В северной части оз. Танганьика мощность отложений превышает 3000 м, а в центральной впадине оз. Малави более 1000 м. Заложение этих глубоководных озер относится к началу миоцена.

Б. Розендалль и Д. Ливингстон [182] рассматривают характер осадконакопления в озерах Танганьика и Малави как типично океанический. Здесь выделяются комплексы осадков, свойственные континентальным окраинам, включая клинья отложений шельфового типа, дельтовые осадки, подводные конусы выноса, турбидиты и оползневые образования. В то же время выделяются глубоководные отложения, биогенные илы и даже контуриты (отложения, связанные с деятельностью придонных течений).

В отличие от океанов, где фациальные изменения растянуты на тысячи километров, изменения фаций в латеральном ряду здесь

происходят на расстоянии в первые километры, и мощность отдельных фациальных комплексов превосходит ширину их распространения. Важной чертой осадочной толщи является локальное присутствие углеводородов и наличие несогласий в разрезе. Последние отвечают перерывам или смене режимов осадконакопления, но не угловым несогласиям, как это подчеркивалось для оз. Байкал в работе Е. Г. Мирлина [62].

Имеющиеся на сегодня данные по характеру осадконакопления во впадине оз. Байкал (Л. А. Выхристюк, В. И. Галкин, Г. С. Голдырев, В. Д. Мац и др.) вместе с результатами сейсмопрофилирования показывают удивительное сходство в строении осадочных комплексов озер Танганьика, Малави и Байкал. Нельзя не отметить, что было бы странным, если бы подобное сходство отсутствовало.

Таким образом, строение и развитие осадочных комплексов в восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы обнаруживает те же черты, которые известны и для БРЗ. Впервые это обстоятельство было отмечено Н. А. Логачевым в 1972 г. Восточная ветвь сильно отличается от Западной, где прогибание компенсировалось не осадконакоплением, а аккумуляцией значительных объемов вулканитов.

РИФТОВАЯ ЗОНА ЗАПАДА США

Наиболее представительным является разрез осадочных отложений рифта Рио-Гранде, где благодаря широкому развитию вулканитов, для которых имеется к настоящему времени большое число изотопных определений возраста [183], характер изменения осадконакопления во времени устанавливается достаточно резко.

Рифт Рио-Гранде выполнен осадочными отложениями, которые относятся к группе Санта-Фе, подразделяемой на два комплекса. Нижний комплекс мощностью не менее 1,9 км датируется ранним средним миоценом и представлен озерными и озерно-аллювиальными отложениями в центральной части рифта, которые фациально замещаются образованиями слившихся конусов выноса (фангломератами). Фангломераты переслаиваются с базальтами Селдем, имеющими изотопный возраст 9,6 млн. лет.

По данным многих исследователей [130, 159 и др.], главный этап рифтогенеза, который привел к формированию современной структуры рифта Рио-Гранде, падает на отрезок времени от 7,6 до 3,1 млн. лет во впадине Эспаньола и от 5,0 до 2,8 млн. лет в других частях рифта.

Верхний комплекс группы Санта-Фе, формирование которого началось не ранее 4,5 млн. лет назад, представлен грубозернистыми отложениями (впадина Паломас). Этот этап соответствует заложению долины реки Рио-Гранде в южной части рифта (3—4 млн. лет назад).

Приведенные примеры разрезов осадочных образований, выполняющих впадины различных материковых рифтовых зон, имеют много общего.

1. Большая мощность отложений, которая определяется в среднем в 1,5—2,5 км.

2. Увеличение снизу вверх по разрезу размера обломочного материала, что дает основание и к разрезам рифтовых впадин относить определение «макрокластогенный». Этот термин, как известно, В. И. Попов применил для отложений кайнозойских моласс впадин Средней Азии. Кроме того, сходство с формациями орогенических областей проявляется и в резкой фациальной изменчивости в горизонтальном ряду, значительных градиентах мощности, высокой скорости осадконакопления.

Нетрудно заметить, что приведенные признаки формаций рифтовых зон соответствуют и молассам орогенических областей, на что справедливо было указано О. А. Мазаровичем в 1972 г. Единственное существенное отличие, которое, по нашему мнению, важнее всех признаков сходства, заключается в том, что в разрезе рифтов появляются вулканогенные породы. Их объем не только в разных рифтовых зонах, но даже и в пределах каждой зоны не остается постоянным, однако без проявления вулканизма материковых рифтов нет. Если к этому добавить такие примеры, когда роль осадочных образований в разрезе рифтовых впадин практически сводится к нулю, то становится ясно, что проявление вулканизма действительно существенно отличает формации рифтовых зон от формаций областей горообразования эпиплатформенного типа.

Возникает естественный вопрос: к какому же классу относятся формации материковых рифтовых зон? В известной классификации формаций Н. П. Хераскова им нет места. О. А. Мазарович предложил относить их к классу тафрогенных моласс.

Из приведенных данных следует (и к этой проблеме мы еще вернемся), что необходимо выделять самостоятельный класс рифтогенных формаций, в котором формации континентальных рифтов составляют начальное звено формационного ряда рифтового тектонического режима.

Глава 10.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Исторически так сложилось, что все тектонотипы современных континентальных рифтов (Восточно-Африканская рифтовая система, Рейнский грабен и Байкальский рифт) относятся к эпиплатформенным образованиям, причем во всех трех случаях разрыв во времени между возрастом фундамента и началом рифтогенеза настолько большой, что исключает возможность поиска каких-либо причинных связей. Однако изучение процесса кайнозойского

рифтогенеза в пределах материков уже после появления тектоники плит привело к выделению эпиорогенных рифтовых зон, тектонотипом которых является рифтовая система Запада США.

Термин «эпиорогенный рифтогенез» ввел Е. Е. Милановский в 1974 г. [60], справедливо подчеркивая его некоторую неточность. В действительности, рифтовая область Запада США (Кордильерская рифтовая система, по Е. Е. Милановскому) не является эпиорогенной, как и Момский континентальный рифт. В обоих случаях мезозойский орогенез завершился в палеоцене, и последующие деформации развивались уже на сформировавшемся складчатом фундаменте мезозоид. Для Северо-Востока СССР доказано существование региональной поверхности выравнивания, фиксированной корой выветривания домиоценового возраста. Поэтому эти области рифтогенеза следует относить также к эпиплатформенным образованиям, хотя интервал времени между предшествующим орогенезом и рифтообразованием определяется в 20—30 млн. лет.

Важнее обратить внимание на Паннонский бассейн и присдвиговые впадины (pull-apart basins) Калифорнии, где рифтогенный режим развивается одновременно с орогенным. Это обстоятельство также подчеркивал Е. Е. Милановский [60], и приведенные примеры дают основание выделять синорогенные рифтовые зоны *, механизм образования которых различается. К таким областям мы не относим грабены, развивающиеся в тылу современных островных дуг и активных материковых окраин.

Как мы уже обращали внимание во введении, только комплекс геологических, геохимических и геофизических признаков дает основание выделять рифтогенный режим, и среди них важнейшее значение имеет вулканизм. Именно анализ вулканизма областей вторичного локального растяжения в тыловых зонах островных дуг и активных окраин не позволяет рассматривать их как структурные формы, возникшие в результате тектонического режима рифтогенеза. Этот признак особенно важен при выделении древних рифтовых зон, когда все другие характерные черты рифтогенеза (например, физические поля и глубинное строение и т. д.) не могут быть использованы. В качестве примера можно сослаться на так называемый Аджаро-Триалетский «рифт» (Малый Кавказ). Вулканизм этой области в палеогене характеризовался типичным известково-щелочным трендом, свойственным орогеническим областям.

Таким образом, можно говорить о двух типах континентальных рифтовых зон: эпиплатформенных и синорогенных, имея в виду предысторию их развития. Однако она обуславливает только некоторую специфику внешнего проявления рифтогенеза в той или иной зоне (например, характер рельефа или осадочных формаций),

* Тектонотипом областей современного синорогенного рифтогенеза является Паннонский бассейн [60], детальная характеристика которого дана в монографии «Современная геодинамика Центральной Европы». Киев, Наукова Думка.

по не природу их возникновения и развития, которая во всех случаях связана с глубинными процессами (см. гл. 17).

Материковые рифты в целом достаточно хорошо изучены, но каждый из них в каком-то отношении (геоморфологическом, формационном, геофизическом) исследован лучше, чем другие; при общей характеристике материкового рифтогенеза мы будем это учитывать.

АНАЛИЗ КАРТ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ

Современные материковые рифтовые зоны возникли в новейший тектонический этап, начало которого как в разных зонах, так и в пределах одной зоны не было одновременным, что говорит о скользящей нижней возрастной границе образования рифтов. Анализ формаций показал, что представление о длительном развитии некоторых рифтов (например, Восточной Африки) несостоятельно; современные рифты являются новообразованными, новейшими структурами земной коры.

Большинство рифтов возникло на месте либо древних, либо молодых платформ, и поэтому длительное континентальное развитие при отсутствии коррелятных отложений исключает использование надежных реперов для определения амплитуд поднятий и опусканий. В таких условиях построение карт новейшей тектоники — трудная задача, ибо рельеф исходной поверхности неизвестен. Даже представляя общий характер рельефа, зная его примерную высоту над уровнем моря, мы не можем существующими методами учесть изменение высоты исходной поверхности по площади.

Основной недостаток большинства карт новейшей тектоники заключается в том, что рельеф исходной поверхности рассматривался без каких-либо неровностей, с отметками, близкими к современному уровню моря. Кроме того, амплитуды прогибания во впадинах, также отсчитанные от уровня моря, даются обычно без учета мощности осадков, в результате прогибание сухопутных впадин оказывается всегда меньше поднятия прилегающих хребтов. Понятно, что близкое к действительности соотношение амплитуд поднятия и опускания имеет принципиальное значение. Чтобы добиться этого, при построении карт новейшей тектоники Байкальской рифтовой зоны и Момского рифта был использован метод тренд-анализа с учетом геоморфологических, геологических и геофизических данных. Поскольку новейшая структура БРЗ сейчас изучена значительно лучше, чем в других материковых рифтах, то мы рассмотрим ее подробнее, а затем обратимся к сравнительному анализу.

Байкальская рифтовая зона. При анализе карты, приведенной в [20], обращает на себя внимание то обстоятельство, что амплитуды новейших движений в области перемычек (внутри- и межвпадинных) мало отличаются от нуля (0—200, реже 200—400 м). Это показывает, что их абсолютные отметки примерно

соответствуют высотному положению исходной поверхности выравнивания в данном месте; становится понятно, почему мел-палеогеновая кора выветривания сохранилась именно здесь, не будучи даже погребенной под молодыми осадками. Таким образом, высота исходной поверхности колеблется от 800 до 1400 м в разных местах Байкальской рифтовой зоны [17].

Обратимся к рассмотрению амплитуд новейших поднятий и опусканий. Из карты, приведенной в [20], следует, что максимальные амплитуды поднятия (более 1600 м) характерны для хребтов (Тункинского и Кодар), располагающихся на флангах Байкальской рифтовой зоны, при этом самое большое поднятие (более 2000 м) приурочено к массиву Мунку-Сардык, находящемуся в месте торцового сочленения Тункинского и Хубсугульского рифтов. Минимальные амплитуды тяготеют к поднятиям, окаймляющим Южно-Байкальскую впадину на широте 52° с. ш. (периклиническое замыкание Хамар-Дабанского и Приморского поднятий), где отмечаются, в свою очередь, максимальные амплитуды прогибания. В целом для северных и северо-западных хребтов характерны большие амплитуды поднятий, чем для южных и юго-западных. Что касается амплитуд новейших опусканий, то легко заметить их постепенное уменьшение к северо-востоку и юго-западу от Южно-Байкальской впадины; иначе говоря, шарнир всей системы рифтовых впадин Байкальской зоны постепенно воздымается от Южно-Байкальской впадины. На эту закономерность впервые указал Н. А. Флоренсов в 1964 г.

Система рифтовых впадин Байкальской зоны имеет много общего в структуре и характере развития, отличаясь лишь временем заложения. Все они вместе с ограничивающими их хребтами отражают латеральную диссимметрию как генеральную черту структуры Байкальской рифтовой зоны [17, 18].

Однако современная структура Байкальской зоны не может быть полностью понята, пока не будет решен ряд проблем, связанных с оз. Байкал. Хорошо известно, что впадина оз. Байкал объединяет три впадины (Южную, Среднюю и Северную), являющиеся структурным продолжением сухопутных впадин Тункинской, Баргузинской и Верхне-Ангарской. Единство внутрибайкальских впадин обусловлено только тем, что все вместе они образуют современное глубоководное озеро. Уже из этого вытекает наложенный характер впадин оз. Байкал.

До последнего времени практически отсутствовали данные о возрасте и составе глубоководных отложений оз. Байкал, и только благодаря работам сотрудников Лимнологического института СО АН СССР (Л. А. Выхристюк, В. И. Галкин, Г. С. Голдырев, В. Д. Мац и др.) были получены результаты, имеющие исключительный интерес. Оказалось, что под слоем глубоководных илов донные отложения Байкала представлены мелководными озерными отложениями, в составе которых преобладает песчаная фракция. Эти отложения по комплексу признаков резко не соответствуют современной обстановке осадконакопления и сопоставляются

с песчаной свитой, широко распространенной в пределах Прибайкалья (В. Л. Мац и др.). По данным указанных авторов, резкая смена характера осадконакопления произошла в позднем плейстоцене (около 30 тыс. лет назад), что и дает время образования современной глубоководной впадины оз. Байкал.

С этой точки зрения весьма интересно еще раз проанализировать имеющиеся данные по гидрохимии оз. Байкал. Сопоставление химического состава воды озера и среднего состава питающих его притоков обнаруживает любопытный факт: при полном совпадении состава растворенных солей вода озера оказывается менее минерализованной [58]. В общем солевом балансе озера эта разница, составляющая всего 21 мг/л, приводит к тому, что в нем ежегодно остается 1890 т солей. Следует подчеркнуть, что при балансовых расчетах не принимался во внимание ионный подземный сток, составляющий порядка 30 % от речного.

Косвенным подтверждением предположения, что в Байкал снизу поступает более пресная по сравнению с притоками ювенильная вода, которая разбавляет речную воду, служит намечающаяся стратификация химического состава воды озера, носящая инверсионный характер. Многолетние наблюдения за химическим составом воды на разных глубинах показали, что хлор, являющийся очень подвижным элементом, не реагирующим на изменение внешних условий миграции, обнаруживает закономерное уменьшение концентрации с глубиной, хотя и варьирует в пределах всего 0,4—0,9 мг/л [58].

В 1934 г. И. Д. Менделеевым были проведены замеры плотности воды, отобранный с поверхности озера Байкал и глубин 600, 1000, 1200, 1400, 1600 и 1650 м. Оказалось, что: 1) плотность воды вблизи поверхности не отличается от плотности обыкновенной воды; 2) с увеличением глубины плотность воды Байкала возрастает; 3) наибольшее уплотнение отмечается вблизи дна.

В. В. Шулейкин, анализируя данные И. Д. Менделеева, пришел к выводу, что поступление в озеро более плотной воды идет снизу, из донных ключей. Эту точку зрения поддерживал также и известный исследователь Байкала Г. Ю. Верещагин.

Таким образом, приведенные выше факты: более низкая минерализация воды озера по сравнению с питающими его реками, превышение приходной статьи над расходной в общем солевом балансе озера, аномальный гидрохимический разрез, выражающийся в уменьшении с глубиной концентрации хлора и, по-видимому, общей минерализации воды, рост плотности воды в этом же направлении — достаточно убедительно говорят о том, что основная масса воды оз. Байкал не могла сформироваться за счет метеорного генезиса и имеет эндогенное происхождение.

Для выяснения природы воды оз. Байкал были проведены гидрохимические исследования Южно-Байкальской и Северо-Байкальской впадин [24, 58], которые позволили проследить изменение концентрации хлора как по разрезу водного слоя (рис. 49, а), так и вблизи дна (см. рис. 49, б). Из рис. 49 следует, что наимень-

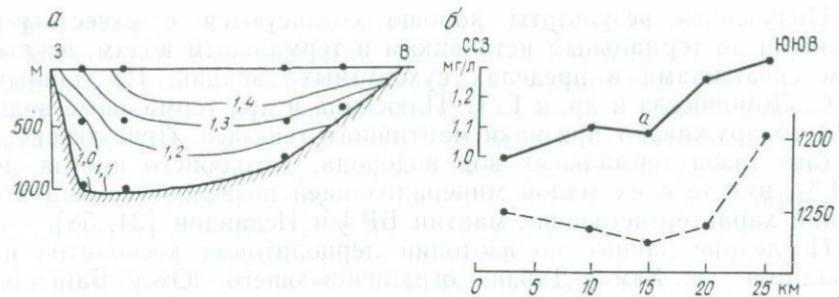


Рис. 49. Изменение концентрации хлора.

a — в воде оз. Байкал по разрезу мыса Елохин—Давша (Северо-Байкальская впадина);
б — в придонном слое Южно-Байкальской впадины по профилю устья р. Половинка — п. Мурин [58].
 Сплошная линия — концентрация хлора, пунктируальная — глубина дна, точки — места взятия проб

шее содержание хлора характерно для придонного слоя у западного берега озера. По мере удаления от зоны минимальных концентраций хлора как снизу вверх, так и с запада на восток его содержание в воде увеличивается таким образом, что в целом вырисовывается асимметричное распределение, повторяющее известную асимметрию структуры и физических полей впадин БРЗ, обусловленную морфологией линзы аномальной мантии [17, 18].

Особый интерес представляет рис. 49, б, иллюстрирующий латеральное изменение концентрации хлора в придонном слое воды: следует обратить внимание на минимум, связанный с точкой *a* на рис. 49, б, который примерно соответствует положению грабена в осадочной толще, выявленного сейсмическими исследованиями [62]. Данные этого гидрохимического разреза позволяют предполагать, что подток воды с более низким содержанием хлора происходит не только вдоль рифтогенных разломов, а скорее связан с осевой зоной, к которой приурочена современная сейсмическая активность и где кровля аномальной мантии расположена ближе к поверхности.

Важнейшее значение для решения проблемы источника байкальской воды имело изучение изотопии гелия — «солнечной метки», по выражению И. Н. Толстыхина. Исследовались те же пробы, в которых определялась концентрация хлора [70]: во всех случаях отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ отличается от воздушного, что уже свидетельствует о поступлении гелия, а значит, и содержащей его воды снизу, из подстилающей толщи пород литосферы. Такое заключение можно было бы поставить под сомнение (например, предполагая, что гелий поступает снизу в уже имеющуюся толщу воды), однако было установлено, что рост величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ происходит согласованно с изменением концентрации хлора при движении в южном направлении, к юго-западной котловине озера.

Полученные результаты хорошо согласуются с известными данными по термальным источникам и термальным водам, вскрытым скважинами в пределах сухопутных впадин. По данным И. С. Ломоносова и др. и Г. С. Плюснина и др., термальные воды БРЗ обнаруживают признаки мантийного генезиса. Присутствие в составе газов термальных вод водорода, доходящего иногда до 100 %, вместе с их малой минерализацией позволяет сравнивать общий характер дегазации мантии БРЗ и Исландии [24, 58].

Последние данные по изотопии лерцолитовых ксенолитов из базальтов хр. Хамар-Дабан, ограничивающего Южно-Байкальскую впадину с юга, привели к выводу о недеплетированном составе мантии в этой части БРЗ, что делает аналогию с Исландией еще более глубокой по своей сути.

Таким образом, можно прийти к заключению, что и образование глубоководной впадины, и воды оз. Байкал — это две стороны одной проблемы, связанной с глубинными процессами, происходящими в аномальной мантии (см. гл. 17). Из этого следует, что вся масса воды в озере возникла тогда же, когда образовалась сама глубоководная впадина, на рубеже раннего-среднего плейстоцена, как предполагают В. Г. Николаев и др. [67], или еще позже — в эпоху накопления песчаной свиты [81].

Автор согласен с Б. П. Агафоновым [1], справедливо высказавшим сомнения в интерпретации генезиса песчано-глинистых отложений, которые залегают под илами на дне озера. Более того, характер осадконакопления в океане (гл. 2) убеждает в правильности позиции Б. П. Агафонова, что однако не снимает проблему образования глубоководной впадины. Приведенные данные неизбежно ведут к выводу, что озеро возникло в результате грандиозного катаклизма, аналогов которого мы до сих пор не знаем. Только данные бурения осадочной толщи, могли бы дать ответ, и в этом плане реализации проекта «Cegal»* в Восточной Африке представляет исключительный интерес.

В отличие от впадины оз. Байкал в остальных впадинах БРЗ осадконакопление происходит на отметках 500—700 м выше уровня моря. На первый взгляд создается впечатление, что эти впадины компенсированы осадконакоплением. Понятия компенсированного и некомпенсированного прогибания определяются обычно из сравнения уровня осадконакопления с уровнем моря, но в данном случае уровень моря использовать невозможно. Вместе с тем было показано, что до начала рифтогенеза исходная поверхность располагалась на отметках не менее 1000 м. Поэтому и сухие впадины (Тункинская, Баргузинская и др.) также являются недокомпенсированными, хотя и не в такой степени, как впадина оз. Байкал.

Карта новейшей тектоники, как и структурная карта первичной поверхности выравнивания, дает наглядное представление об особенностях современной структуры БРЗ. Изобазы новейших дефор-

* „Cegal“ (Climate, Evolution and Geodynamics of African Lakes) — междисциплинарный проект по изучению глубоководных озер Восточной Африки.

маций рисуют линейно-вытянутую систему поднятий и прогибов, осложненную протяженными разломами. Морфология поднятий, расположенных к северу, северо-западу от впадины и к югу, юго-востоку от них, резко различается. Южные и юго-восточные поднятия образуют линейно-вытянутую систему симметричных линейных складок основания с ундулирующим шарниром, роль разрывов в их структуре незначительная. Северные и северо-западные поднятия могут быть отнесены к типу флексураобразных с падением в сторону прилегающей платформы.

Карта новейшей тектоники Байкальской рифтовой зоны иллюстрирует отсутствие единого Байкальского свода; поднятия, ограничивающие впадины, выступают как самостоятельные структурные элементы.

Восточно-Африканская рифтовая зона. Новейшая структура Восточно-Африканской рифтовой зоны достаточно хорошо изучена благодаря работам советской экспедиции, собравшей много новых данных и обобщившей результаты исследований многочисленных предшественников. При составлении карты новейшей тектоники Восточной Африки Е. Е. Милановский [60] взял за основу изобазы предмоценовой (африканской) и позднемеловой (постгондванской) поверхности выравнивания, исходя из совершенно правильного представления, что их современная гипсометрия обусловлена тектоническими движениями. Считая, что выработка каждой такой поверхности происходила в условиях низкого гипсометрического положения, близкого к уровню моря, Е. Е. Милановский полагает, что ошибка в определении деформаций не превышает 20—30 %. Однако обширная литература по поверхностям выравнивания Восточной Африки рисует весьма сложную картину.

Если дорифтовый океанический водораздел проходил от оз. Ньяса на юге в направлении оз. Натрон на севере, то связывать образование поверхностей, развивавшихся по типу педипленов, с океанским базисом эрозии очень трудно. Даже в условиях минимальных градиентов в сторону Индийского океана высота поверхности в районе оз. Виктория должна быть порядка 250—200 м *. В этой связи следует обратить внимание на те участки, где хорошо сохранилась древняя кора выветривания с каолинитовым профилем. По данным В. В. Добровольского, таким районом является область к северу от оз. Виктория с высотами 600—1000 м. По аналогии с Байкальским рифтом этот признак (отсутствие размыва верхних горизонтов древней коры выветривания), вероятно, можно считать принципиальным. Поэтому нам представляется, что срединный массив оз. Виктория с указанными высотными отметками ближе к исходной поверхности.

Амплитуда поднятий как в Восточном, так и в Западном рифтах составляет не более 3000 м, а в среднем около 1500—2000 м,

* Близкие значения первичных высот африканской поверхности получены Ю. П. Селиверстовым для Западной Африки (устное сообщение).

при этом отчетливо вырисовывается асимметричность поднятий. В отличие от Байкальской рифтовой зоны, где линейность является характерной чертой поднятий, в Восточной Африке поднятия имеют вид сводов, причем рисунок изобаз подчеркивает отсутствие связи между отдельными сводами. Амплитуды прогибания на картах не показаны, но, судя по мощностям отложений и лав, а также по глубинам озер, опускание достигает 3500—4000 м.

Момский рифт. Для этого рифта характерна контрастность движений, выражаяющаяся в значительных градиентах, значение которых колеблется от 30 до 70 м/км. Новейший структурный план [20] отличается четко выраженной системой линейных поднятий и прогибов, подчиняющихся общему северо-западному простираннию. Обращает на себя внимание сквозной характер Момо-Селенняхской впадины, которая, несмотря на наличие небольших прогибов внутри нее, выделяется как единая зона опускания. Амплитуда поднятий не превосходит 1600 м, причем в пределах хр. Черского она больше, чем в Момском и Селенняхском хребтах. Прогибание во впадинах достигает 800 м, однако учет мощности осадков (до сих пор неизвестной) должен привести к увеличению амплитуды. Так, для Селенняхской впадины прогибание определяется в 600 м, но если прибавить 300 м плиоценовых отложений, вскрытых бурением, то амплитуда прогибания приблизится к амплитуде поднятия в Тас-Хаяхтахском хребте, ограничивающем впадину с запада.

Общий структурный план Момского рифта выявляет его асимметрию и разный характер сочленения впадин с окружающими поднятиями. Юго-западная граница почти на всем протяжении совпадает с зоной новейших разломов; для северо-восточной границы типичен плавный переход структуры Момского поднятия в зону впадины.

Для Рейнского грабена и рифтовой зоны Запада США карты новейшей тектоники отсутствуют, но анализ отдельных разрезов рисует более простую картину. Общими чертами являются слабая выраженность поднятий и меньшая контрастность движений, большая роль разрывов.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА РИФТОВЫХ ВПАДИН

Формации, выполняющие рифтовые впадины, как уже отмечалось, отличаются сильной фациальной изменчивостью и непостоянством мощностей как вдоль, так и поперек впадин. Уже из этого следует, что рифтовые впадины не относятся к числу простых структурных форм. В работах Е. В. Павловского и особенно Н. А. Флоренсова обращалось внимание на существование поднятий фундамента, которые либо разгораживают отдельные впадины на ряд прогибов, либо отделяют одну рифтовую впадину от другой. Эти поднятия получили название соответственно внутренних и межвпадинных перемычек; относительно простиранния рифтовой зоны они могут занимать поперечное, продольное или диагональ-

ное положение. Указанные типы перемычек хорошо читаются на карте новейшей тектоники Байкальской рифтовой зоны [20]. Одна из таких перемычек (Еловский отрог в Тункинском рифте) благодаря бурению хорошо изучена, распределение мощностей и фаций в ней показывает, что внутривпадинные перемычки можно рассматривать как конседиментационные структурные поднятия. Они не всегда получают выражение в рельефе; в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны (наиболее молодом ее сегменте) растущие поднятия могут быть намечены лишь по геоморфологическим и ландшафтным признакам.

Межвпадинные перемычки — области сочленения отдельных рифтовых впадин, в структуре которых существенную роль играют разрывные нарушения. Работами В. П. Солоненко и его сотрудников показано, что именно к таким участкам приурочена максимальная сейсмическая активность. Пример Муйской рифтовой впадины и, возможно, Верхнеангарской, образовавшихся в результате слияния двух впадин после «переработки» разделяющих перемычек, отражает тенденцию к разрастанию впадин и возникновению сквозных областей прогибания.

Принципиальный интерес в этой связи имеет эволюционный ряд рифтовых впадин, предложенный В. П. Солоненко в 1975 г. на основе сейсмотектонических данных. Начало ряда образуют зарождающиеся впадины, тяготеющие к сводам и крыльям поднятий. Их длина 10—12 км, ширина около 1 км, а глубина до 100 м. Формирование таких впадин — результат сильнейших землетрясений с магнитудой 7,75—8,25. Следующее звено — эмбриональные впадины, длина которых доходит уже до первых десятков километров, а ширина до 3—5 км; они напоминают впадины собственно байкальского типа в миниатюре и развиваются либо на межвпадинных перемычках, либо на крыльях сводовых поднятий, обрамляющих впадины. Очень часто (Становое нагорье) эмбриональные впадины образуют цепочки, фиксируя таким образом зону высокой сейсмической активности, ибо к ним приурочены эпицентры землетрясений с магнитудой 6,5—7,9. В конце ряда стоят зрелые впадины, примером которых является вся система впадин Байкальской рифтовой зоны.

Установленный В. П. Солоненко эволюционный ряд, в самом начале которого следовало бы поставить первичную трещину рас-tяжения, имеет большое значение для понимания сущности материкового рифтогенеза и вместе с кинематической схемой Н. А. Флоренсова позволяет, перефразируя слова Г. Клооса, увидеть, как растет рифт.

Внутренняя структура впадин Западного рифта Восточно-Африканской системы удивительно напоминает систему перемычек в Байкальской зоне. Как отмечает Е. Е. Милановский, грабены осложнены узкими, но резко выраженными продольно, диагонально, реже поперечно ориентированными горстами. Особенно поразительно сходство в системе диагональных перемычек озер Танганьика и Байкал, разделяющих эти озера на отдельные котловины.

Структура Восточного рифта известна хуже; существование перемычек не отмечается, что Е. Е. Милановский считает одним из признаков, различающих Восточный и Западный рифты. Впадины Восточного рифта характеризуются множеством мелких сбросов, разбивающих их днище на систему узких грабенов и горстов ромбовидной формы.

Структура Рейнского грабена и впадин рифтовой зоны Запада США более проста; в обоих случаях можно говорить о системе разного порядка грабенов и горстов, различающихся масштабом растяжения. В рельфе впадин внутренние горсты не получают развития.

В системе впадин Момского рифта межвпадинные поднятия только намечаются.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Роль разрывных нарушений в формировании рифтовых зон достаточно очевидна. Из большого числа публикаций ясно, что преобладающим типом нарушений являются нормальные продольные сбросы, нередко ступенчатые. Именно к этим нарушениям, ограничивающим рифтовые впадины либо с одной стороны, либо с двух сторон, может быть применен термин «рифтогенный разлом». В большинстве случаев угол падения сместителя равен $50-60^\circ$, что близко к теоретическому значению для растяжения.

В литературе часто встречаются указания на важную роль сдвигов в процессе рифтогенеза, однако до сих пор убедительные геоморфологические и геологические данные по рифтовым зонам отсутствуют * (имеется в виду тип чистых сдвигов). Это не отрицает наличия сдвиговой составляющей у рифтогенных разломов, выявляемой прежде всего на основе анализа механизмов напряжений в очагах землетрясений, но ее амплитуда не выходит за пределы десятков, реже первых сотен метров. Большее горизонтальное отклонение в первую очередь фиксировалось бы односторонним смещением русел рек, а таких данных нет.

Теперь, естественно, возникает вопрос: существуют ли поперечные активные разломы? Из рассмотрения карт, приведенных в [20], вытекает, что таких разломов (новейших), имеющих рельефообразующее значение, нет. Но в зоне сочленения океанических и материковых рифтов они появляются и развиваются по типу сдвигов. Наилучшим примером является разлом Гарлок, по которому происходит сочленение рифтовой впадины Калифорнийского залива с провинцией Хребтов и Бассейнов; здесь левостороннее смещение (начиная с миоцен) составляет не менее 65 км и геологические данные согласуются с сейсмологическими. Суммарное растяжение для Байкальской, Восточно-Африканской рифтовых

* Разлом Сан-Андреас не входит в рифтовую зону Запада США. В концепции тектоники плит он рассматривается как трансформный разлом, образовавшийся на месте древней зоны Беньофа.

зон, Рейнского грабена, ширина которых соизмерима, по различным оценкам не превосходит 5—10 км; для рифтовой зоны Запада США растяжение определяется цифрами от 50 до 200 км, однако последнее значение сильно преувеличено.

В исследовании разрывных нарушений рифтовых зон большой интерес представляет проблема надвигов, исторически возникшая в связи с изучением Прибайкалья. В литературе последних лет эта проблема стала обсуждаться вновь, так как выяснилось, что в высоких хребтах вдоль северо-западной и северной стороны Байкальской рифтовой зоны существует система надвигов, возраст которых предполагался неоген-четвертичным. Решающие доказательства были получены В. В. Ружичем для Тункинского хребта, где надвиги срезают базальтовые дайки, возраст которых по изотопным определениям равен 9—14 млн. лет. Если действительно эти надвиги молодые, то можно сделать два вывода: либо они отражают смену полей напряжения (растяжение на сжатие), либо являются гравитационными образованиями. За исключением рифтовой зоны Запада США в других рифтовых системах подобные явления неизвестны.

Простижение рифтовых разломов подчиняется определенным направлениям, многие из которых наследуют ориентировку древних ослабленных зон в фундаменте. Р. Макконнел предложил для таких разломов специальный термин — «глубокий долгоживущий линеамент» (*deep perennial lineament*).

Изучение рифтогенных разломов, основанное на наблюдениях в обнажениях, не позволяет проследить изменение наклона смесятелей с глубиной.

В последние годы благодаря внедрению многоканального сейсмического профилирования в сочетании с глубоководным бурением пассивных (рифтогенных) окраин был установлен новый тип нормальных сбросов, получивший название листрический (*listric*)*. В отличие от обычных нормальных крутопадающих сбросов у листрического разлома угол падения смесятеля меняется с глубиной, приобретая форму дуги той или иной кривизны.

Дальнейшее изучение листрических разломов привело к их разделению на два типа: планарные (плоскостные) и чешуйчатые [202, 203]. В обоих случаях происходит вращение блоков горных пород, но у планарных разломов угол наклона всех блоков меняется одинаково (рис. 50, А), а у чешуйчатых сбросов отдельные пластины изогнуты и перекрывают друг друга таким образом, что углы наклона всех блоков различаются (рис. 50, Б).

Данная классификация является условной, ибо в природе обычно наблюдалась сочетание разных типов разрывов. Выделение этих двух типов разломов не отрицает существование крутопадающих нормальных сбросов в континентальных рифтах, которые возникают в начальную стадию развития рифтогенеза. В дальнейшем при увеличении растяжения литосферы начинают доминировать

* Этим.— от греч. *listron* (совок, лопата и др.).

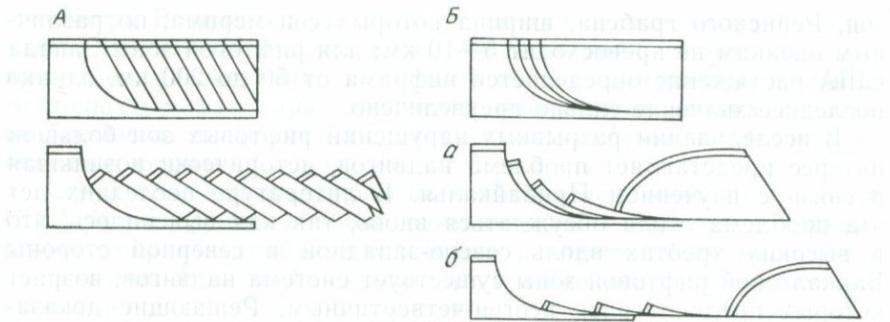


Рис. 50. Два типа листрических сбросов, возникающих при растяжении литосферы, по [203], с изменениями.

А — планарный, *Б* — чешуйчатый (*а*, *б* — последовательные стадии растяжения литосферы, отвечающие различной степени ее утонения)

листрические разломы, меняющие угол падения с глубиной вплоть до образования хаотических структур в зоне срыва (detachment fault). В этом случае образуется серия аллохтонных чешуй.

Казалось, что такой подход открывает возможность количественных оценок величины растяжения, исходя из геометрии разрывов (см. рис. 50). Однако сомнения относительно распространения подобных оценок для определения степени утонения континентальной коры в целом все же остаются [107]. Но, пожалуй, самой важной проблемой механики и геометрии разрушения континентальной коры при растяжении является учет изменения реологических свойств горных пород, особенно их анизотропии. Последняя во многих случаях предопределяет общий рисунок разрушения.

Развитие листрических разломов в осадочной толще рифтовых впадин приводит к образованию внутри нее несогласий, для которых автором был предложен термин «несогласия растяжения» ввиду необходимости отличать их от внешне похожих обычных угловых несогласий.

В заключение отметим, что растяжение литосферы, установленное геологическими методами, убедительно подкрепляется инструментальными данными по современным вертикальным и горизонтальным движениям земной коры. Новые результаты согласуются с ранее сделанными выводами о преобладании опускания в рифтовых впадинах над поднятиями плечей рифта. Изучение современных движений коры в районе треугольника Афар и в Исландии за последние годы показало, что это является следствием ведущей роли горизонтальных движений литосферы.

В настоящее время только для Паннонской депрессии имеются надежные карты современных движений земной коры. Их анализ показал, что современная активность наследует новейший структурный план и обнаруживает тесную корреляцию с распределени-

ем величин теплового потока и мощности земной коры. Это подразумевает сильный термический контроль утонения литосферы [29, 152].

Глава 11. ВУЛКАНИЗМ

Вулканизм областей современного материкового рифтогенеза представляет одну из самых интересных и в то же время наиболее сложных проблем общей теории рифтогенеза. Если же иметь в виду и проявление вулканализма в рифтовых областях геологического прошлого [87, 159], следует отметить, что эта проблема выходит далеко за пределы теории рифтогенеза и является ключом к пониманию связи тектоники и магматизма вообще.

Магмопродуктивность континентальных рифтов существенно ниже океанических, и даже области наиболее активного и широко развитого вулканализма — Эфиопский и Кенийский рифты, треугольник Афар по объемам вулканитов на порядок отличаются от океанических структур (рис. 51). Еще ниже магмопродуктивность (также приблизительно на порядок) Байкальского рифта, Рейнского грабена, западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы, Паннонского бассейна и Момского рифта. Промежуточное положение занимает система рифтовых впадин Запада США. В этой связи особенно важным является то, что авивулканических кайнозойских рифтов вообще не существует, поэтому вулканализм выступает как важнейшая диагностическая черта континентального рифтогенеза.

В отличие от океанических рифтов состав вулканитов континентальных рифтов чрезвычайно разнообразен [159], и в этом

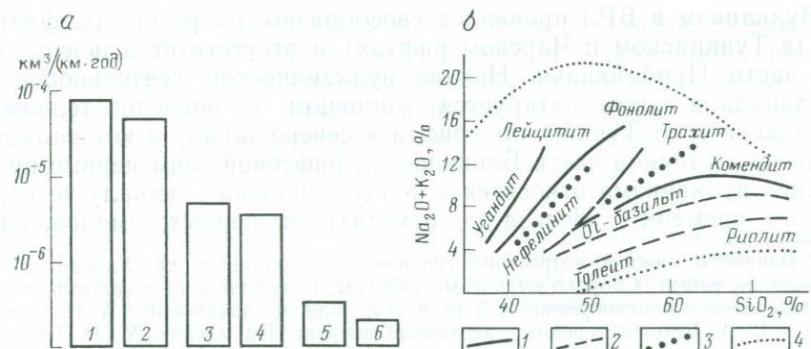


Рис. 51. Изменение интенсивности вулканических процессов (а) и составов пород (б) в рифтовых зонах различного типа.

а — продуктивность вулканических процессов в km^3 на 1 км длины в год (1 — Исландия, 2 — срединно-оceanические хребты, 3 — Эфиопия, 4 — Кения, 5 — Танганьика, 6 — Байкальский рифт); б — диаграмма кремнезем — щелочи для дифференцированных серий вулканических пород [47] (1 — Восточно-Африканская рифтовая система, 2 — рифтовая зона Исландии, 3 — Байкальская рифтовая зона, 4 — контуры поля составов магматических пород)

отношении они могут быть сопоставлены только с островными дугами (естественно, имеется в виду только разнообразие составов, ибо сам магматизм принципиально иной по всем геохимическим признакам, включая постоянное присутствие шпинелевых и гранатовых лерцолитовых ксенолитов в лавах). Рис. 51, б наглядно показывает широкие вариации составов дифференцированных вулканических серий континентальных рифтов, которые обладают одной замечательной чертой — бимодальностью распределения основных петрогенных элементов, сближающей их с сериями вулканических островов в океане (см. гл. 6).

Говоря о связи вулканизма со структурой рифтовых зон, по-видимому, следует правильно сформулировать постановку проблемы; как сам вопрос, так и ответ на него может быть дан в узком и широком смысле. В узком смысле задача заключается в том, чтобы установить связь вулканизма со структурой той части рифта, где он (вулканизм) проявился. В широком смысле вопрос состоит в том, чтобы определить место вулканизма в общем процессе рифтогенеза и выяснить, почему в одних участках вулканизм проявился, а в других нет.

Для решения задачи в узком смысле желательно брать относительно однородные вулканические ассоциации, характерные для процесса рифтогенеза на всех стадиях, например, рассматривать ассоциацию базальтоидов в рифтах на разных этапах их развития. Решение задачи в широком смысле требует привлечения не только тектонических и петролого-петрохимических, но и геофизических данных, причем не по отдельной рифтовой зоне; иначе говоря, речь идет о сравнительном анализе комплекса процессов, ибо в конечном счете рифтогенез в структурном и магматическом выражении является следствием термического состояния литосферы.

БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА

Вулканизм в БРЗ проявился своеобразно: он развит на флангах (в Тункинском и Чарском рифтах) и отсутствует в центральной части Прибайкалья. Начало вулканической деятельности в юго-западной части датируется миоценом с последовательным омоложением от Тункинского рифта к северо-западу и юго-западу. В северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны первые проявления вулканизма относятся к концу плиоцена — началу четвертичного времени*. Нельзя не отметить, во-первых, омоложения

* Вопрос о нижней возрастной границе платобазальтов хр. Удокан окончательно не решен. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из подбазальтовых конгломератов и конглобекций в 5 разрезах, дали, по заключению А. Н. Смирновой и В. А. Беловой, среднечетвертичный возраст. По мнению М. П. Гричук, любезно просмотревшей эти спектры, они могут датироваться ранним плейстоценом. Что касается двух изотопных определений, поникающих нижнюю границу до среднего миоцена (определения Г. П. Багдасарьяна из коллекции А. И. Полякова), то они находятся в резком противоречии с биостратиграфическими данными. Повторное определение К-Аг возраста тех же образцов, выполненное Е. Р. Друбецким, выявило избыточное количество аргона, поэтому изотопные цифры следует рассматривать как «кажущийся» возраст.

как вулканизма, так и тектонических движений (скользящая нижняя возрастная граница) к северо-востоку и к юго-западу от Тункинского рифта; во-вторых, смещения во времени * вулканической активности от хребтов к впадинам (Тункинский и Чарский рифты).

Необходимо отметить особую роль вулканизма юго-западного фланга БРЗ, где на обширной территории от Тункинского рифта и впадины оз. Хубсугул и до Восточной Тувы он развивался начиная с миоцена до позднего плейстоцена и обладает, как мы увидим в дальнейшем, четко выраженной геохимической спецификой. Следует также обратить внимание на молодые вулканы Восточной Тувы, среди которых кроме обычных моногенных шлаковых конусов развиты, как показали наши исследования, полициклические вулканы центрального типа (вулкан Дерби-Тайга) и диатре́мы (вулкан Шивит-Тайга).

Вулканизм БРЗ достаточно хорошо изучен. После первой монографии И. В. Белова опубликовано большое число работ (В. П. Солоненко, М. Е. Медведев, А. И. Киселев, А. И. Поляков, Гладких В. С. и др.). Особый интерес представляет монография В. Г. Семеновой и др. [74], посвященная щелочным базальтоидам и глубинным включениям Токкинского Становика.

Характерной чертой вулканитов БРЗ является их образование в результате трещинных излияний, приводящих к формированию серии лавовых потоков («платобазальтов» плечей рифта и лавовых полей внутри впадин — Еловский отрог). В конечную стадию каждого цикла формируются моногенные шлаковые конусы, обычно вытягивающиеся в линейные зоны, фиксируя области растяжения. К ним обычно приурочены вулканические центры (жерла вулканов), где часто встречаются ультраосновные ксенолиты. Это особенно характерно для платобазальтов хр. Хамар-Дабан, где автором установлено несколько ареалов, вытягивающихся в зону с простирианием СВ 50—60°. Вулканы центрального типа развиты только на флангах БРЗ.

Детальное изучение модальных составов базальтов, слагающих мощные (до 500—600 м) толщи, показало, что какие-либо признаки дифференциации лав по разрезу практически отсутствуют. Исключение составляет Удоканский район, где дифференциация доходит до трахитов, и район верховьев р. Бий-Хем, где конечные продукты щелочных вулканов имеют состав трахиандезитов. Су-

* А. И. Киселев [43] считает, что вулканизм в Тункинском рифте начался раньше, чем в хр. Хамар-Дабан. Как было показано в гл. 9, терригенно-эфузивная толща мел-палеогенового возраста, залегающая в основании разреза рифтогенной формации Тункинского рифта, никакого отношения к вулканизму рифтового этапа не имеет. А. И. Киселев здесь делает ту же ошибку, которую в свое время допустил И. В. Белов, включая в кайнозойскую формацию андезиты и липариты мелового возраста, за что и был подвергнут критике в 1979 г. Поэтому заключение А. И. Киселева об отсутствии миграции вулканизма во времени с плечей рифта в сторону впадины несостоитально. Также в свете новых данных представляется ошибочным и вывод об образовании нового вулканического центра в Восточной Туве, где вулканизм начал развиваться не позднее миоцена (см. гл. 9).

щественных вариаций не установлено и при сравнении модальных составов базальтов отдельных ареалов. Главными минералами-вкрапленниками являются железистый оливин, кальциевый титан-авгит, плагиоклаз и титан-магнетит. Среди вторичных минералов наибольший интерес представляет палагонит, характерный для пород с интерсертальной структурой. Наличие палагонита является отличительной чертой лав Тункинского рифта.

Несмотря на различную фациальную принадлежность (лавовая и жерловая фации, моногенные вулканы) и особенности каждого извержения, определяющие модальный состав лав отдельных потоков (плагиоклаз-оливиновые, пироксен-оливиновые, оливиновые базальты и т. д.), вулканиты БРЗ обладают общностью химического и модального состава. Данный вывод основан на количественно-минералогическом анализе шлифов [30], взятых из по-слойно опробованных разрезов вулканитов северо-восточного и юго-западного фланга БРЗ. Поэтому для решения вопроса об изменении составов пород во времени и в пространстве и их связи со структурой рифта остается единственный путь — изучение вариаций химического состава на основе петрохимического анализа.

Автор неоднократно подчеркивал ранее [20, 46], что обработка только правильно сгруппированных выборок химических анализов, отражающих положение изучаемых разрезов во времени и в структуре рифта, может дать положительные результаты. Нарушение этих принципов существенно затрудняет выявление роли структурного контроля в эволюции вулканизма.

Из данных табл. 16 следует, что вулканиты БРЗ по степени насыщенности кремнеземом делятся на три группы: недосыщенные кремнеземом с нормативным оливином и нефелином (колонки 1, 2, 3, 6, 8, 9), насыщенные кремнеземом с нормативным гиперстеном и оливином (колонки 4, 5, 7, 12—15) и пересыщенные кремнеземом с нормативным кварцем и гиперстеном (колонка 10). Как было показано ранее на основе анализа диаграмм кремнезем — щелочи и $A-F-M$ (см. также рис. 79), вулканиты БРЗ делятся на щелочные оливиновые базальты, базаниты и субщелочные базальты; в последнюю группу входят оливин-гиперстеновые толеиты. Во избежание недоразумения следует указать, что эти «толеиты» как в данном случае, так и в случае эоценовых и олигоцен-миоценовых лав Эфиопии (см. ниже) относятся к субщелочной серии. Важно отметить, что субщелочные базальты БРЗ содержат включения шпинелевых лерцолитов, которые, как известно, в толеитах отсутствуют.

Особое место среди вулканитов БРЗ занимают позднеплиоцен-четвертичные лавы хр. Удокан, которые, как это впервые показал В. П. Солоненко в 1966 г., существенно отличаются по химизму от кайнозойских вулканогенных пород других районов БРЗ.

Петрохимическая индивидуальность этих лав заключается в том, что они образуют контрастную дифференциированную серию от щелочных оливиновых базальтов к трахитам, и в этом смысле они удивительно похожи на аналогичные серии вулканических осто-

Средние составы (%) и нормативные характеристики базальтов Байкальской рифтовой зоны ($N=759$)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	46,92	44,46	46,86	46,20	49,24	46,40	49,36	48,34	46,99	46,11	47,48	48,03	48,95	48,41	49,18	47,48
TiO_2	2,56	2,39	2,32	2,28	2,18	2,24	2,10	2,16	2,31	2,09	2,58	2,58	2,58	2,23	2,47	2,14
Al_2O_3	15,35	13,99	15,04	15,42	16,16	15,36	16,17	16,24	14,97	14,26	15,35	14,54	15,64	14,84	13,76	14,52
Fe_2O_3	4,97	3,63	4,94	4,48	5,37	4,22	4,98	2,24	3,84	5,43	4,77	4,99	3,89	4,34	4,66	4,29
FeO	7,59	8,43	6,51	7,21	6,38	7,64	5,75	8,13	8,20	7,33	6,43	7,06	6,38	5,96	7,32	8,15
MgO	7,05	9,90	7,08	7,82	7,39	8,16	5,73	7,46	7,41	8,36	7,17	7,36	6,56	7,49	6,51	8,00
CaO	7,93	8,39	8,07	8,75	8,62	8,34	7,76	7,63	7,97	8,71	7,86	7,63	7,64	7,58	8,16	8,34
Na_2O	4,03	4,16	5,43	2,32	2,86	3,10	3,77	3,53	3,94	1,87	3,71	3,32	3,37	3,28	3,30	3,88
K_2O	2,07	2,55	3,14	1,36	1,36	1,52	1,85	2,14	1,96	1,01	1,55	1,82	1,96	2,06	1,41	2,02
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,17	—	—	—	—	—	—
Or	12,42	15,40	19,24	8,39	8,32	9,26	11,22	12,92	11,87	6,27	9,45	11,05	11,94	12,66	8,59	12,31
Ab	22,16	5,62	4,98	20,48	25,06	24,73	32,73	24,36	21,96	16,55	30,03	28,86	29,41	28,85	28,80	20,24
An	17,96	12,22	7,48	28,84	28,21	24,24	22,30	22,63	17,80	28,93	21,26	19,93	22,44	20,46	19,15	16,30
Ne	6,76	16,44	22,86	—	—	1,26	—	3,34	6,61	—	1,28	—	—	—	—	7,02
Di	15,10	24,31	26,75	13,15	12,75	14,77	13,65	13,00	18,29	13,14	15,07	15,10	13,07	14,68	18,15	20,55
Hy	3,13	—	—	12,21	5,54	—	2,09	—	—	21,44	—	3,15	4,94	2,61	12,07	—
OI	9,45	16,01	6,82	5,64	9,76	15,05	6,51	16,24	13,26	—	10,70	9,45	7,13	9,70	1,50	13,16
Mt	7,43	5,37	7,35	6,78	8,06	6,31	7,41	3,32	5,71	8,27	7,14	7,43	5,82	6,54	6,97	6,29
Ilm	5,03	4,64	4,52	4,52	4,29	4,39	4,09	4,19	4,50	4,17	5,06	5,03	5,05	4,40	4,84	4,11
N	198	25	16	60	52	86	19	16	115	29	36	15	11	33	17	31

1 — платобазальты хр. Удокан (N_2^3-Q_2); 2 — гавайиты и базальты Токкинского становика (Q_3-Q_4); 3 — нефелиновые и лейцитовые базальты того же района Q_3-Q_4 ; 4 — базальты Тункинской впадины (N_1); 5 — то же (N_2-Q_3); 6 — хр. Хамар-Дабан (N_1); 7 — Восточное

Прихусугулье ($\text{N}_1-\text{?}$); 8 — Западное Прихусугулье (N_2^3-Q); 9 — Джидинский район (Q_1-Q_4); 10 — Китайские гольцы (N_1); 11 — верховья р. Бий-Хем; 12 — Окинский район (N_1); 13 — то же (Q_3-Q_4); 14 — северо-восточная Тува (Q); 15 — Витимское плато (N_1); 16 — то же (Q).

ровов, таких, как Гоф, Тристан-да-Кунья, Вознесения и др. [20]. Лавы платобазальтов и голоценовых вулканов хр. Удокан характеризуются разрывом Дели, и конечные члены ряда в обоих случаях соответствуют трахитам; роль последних в суммарном объеме серии составляет не более нескольких процентов.

Факторный анализ базальтоидных серий БРЗ убедительно подтверждает сделанные выше выводы [46]. Щелочные базальты и базаниты характеризуются боуэновским трендом дифференциации, который с наибольшей полнотой и силой выражен для составов лав хр. Удокан (вес I фактора достигает 75 %) [46]. Для субщелочных базальтов БРЗ типичен феннеровский тренд дифференциации, и в этом отношении они неотличимы от базальтов серии Трап Эфиопии и самой северной оконечности Афара (грабен Алид) (см. рис. 79).

Использование индекса кристаллизации дало возможность разделить изученные серии пород и показать закономерное изменение во времени степени кристаллизационной дифференциации расплавов для базальтов выделенных групп, занимающих определенное положение в структуре каждого из рифтов [20].

Теперь можно более подробно остановиться на связи вулканизма со структурой в узком смысле этой проблемы.

В Тункинском рифте выделяются два этапа развития вулканизма (миоцен-среднеплиоценовый и позднеплиоцен-четвертичный). В течение первого этапа, когда Тункинская впадина уже существовала, но расчлененного горного рельефа еще не было, вулканизм охватил широкую зону: хр. Хамар-Дабан, Тункинскую впадину, Восточный Саян (Окинское плато). Прямые наблюдений в хр. Хамар-Дабан и Восточном Саяне показывают, что обширные поля базальтов образовались в результате трещинных излияний, это подтверждается большим числом близко расположенных и параллельных даек, иногда собирающихся в рои.

Концентрация даек и вулканических аппаратов в сводовой части хр. Хамар-Дабан позволяет сделать вывод о существовании в миоценовое время напряжений растяжения, которые, судя по простианию даек, были ориентированы в целом поперек простианию рифта. Для ответа на вопрос, с чем связан миоценовый вулканизм внутри собственно Тункинской впадины, непосредственных данных нет. Однако во впадинах, лежащих к западу от нее (Мондинская, Хойтогольская), потоки базальтов, стекавшие с хр. Хамар-Дабан, доходили до впадин. Кроме того, установлено довольно много даек в Тункинском хребте, где фундамент глубоко расчленен и доступен изучению. Это косвенным образом свидетельствует в пользу существования даек и в фундаменте собственно Тункинской впадины. Таким образом, можно сделать вывод, что в течение миоцена и раннего плиоцена проявления вулканизма имели «рассеянный» характер и не концентрировались в какой-либо одной зоне. Это связано, по-видимому, с соответствующим рассеянным полем напряжений растяжения.

Во второй (позднеплиоцен-четвертичный) этап проявления вулканизма сосредоточились в Тункинской впадине и в верховьях р. Джига. Этот этап ознаменовался резким усилением тектонической активности, ростом хребтов, окружающих впадину, и углублением рифтовых впадин. Практически вся тектоническая активность сконцентрировалась во впадине и в зоне Тункинского линеамента. Итак, для второго этапа характерны миграция вулканизма в сторону рифтовой впадины и концентрация его там. Локальное проявление вулканизма связано с растяжением на южном склоне хр. Хамар-Дабан.

Чарский рифт является примером более четкой и ярко выраженной структурной обусловленности вулканизма. Благодаря хорошей обнаженности здесь отчетливо видно, что потоки базальтов от оси свода хр. Удокан текли как на север — в сторону Чарской впадины, доходя почти до нее (долина р. Нижний Ингамакит), так и на юг — в сторону долины р. Калар. К сводовой части хребта приурочено большое число вулканических аппаратов, моногенных шлаковых конусов, вытянутых, как и рои даек, в направлении СВ $40-60^\circ$ и фиксирующих зону растяжения.

С позднечетвертичного времени происходит смещение проявлений вулканизма в сторону Чарской впадины, меняется характер излияний — от трещинного типа к центральному. Вулканическая активность концентрируется в зоне развития эмбриональных впадин, формирующихся на стыке хр. Удокан и Чарской впадины.

Таким образом, общей закономерностью как для Тункинского, так и для Чарского рифта является смещение вулканической активности в процессе развития рифтогенеза в зону впадин, т. е. рифтов в узком значении этого термина.

В заключение необходимо обратить внимание на региональные различия в распределении вулканизма БРЗ. На юго-западном фланге БРЗ вулканализм активно развивался в миоцене и раннем плиоцене на обширной территории и имел близкий состав излившихся продуктов, в то время как северо-восточное окончание БРЗ в это время было амагматично (Витимское плато не имеет непосредственной связи с Байкальским рифтом).

Как следует из приведенных выше данных, базальты юго-западного фланга в целом характеризуются феннеровским трендом дифференциации в отличие от северо-восточной части (боузновский тренд), куда мы включаем и лавовые поля Токкинского Становника (вулканализм и высокая сейсмическая активность последней области являются серьезным аргументом, подкрепляющим точку зрения автора о развитии процесса рифтогенеза к востоку от Чарской впадины).

Как известно, все базальты БРЗ содержат ультраосновные ксенолиты (фация шпинелевых лерцолитов), изучение которых имеет важное значение для выяснения природы различия вулканализма на флангах БРЗ [30]. Исследование изотопии гелия ксенолитов в базальтах хр. Хамар-Дабан и Удокан выявило существенное различие их изотопно-гелиевых соотношений [34]. Оказалось,

что отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в ксенолитах Хамар-Дабана такое же, как в ксенолитах о-ва Гавайи и Центрально-Французского массива, и отвечает мантийному источнику типа «MORB»*, а ксенолиты хр. Удокан имеют на порядок меньшие значения отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (см. табл. 38), что говорит о различиях в мантийных источниках (составе аномальной мантии).

Имеющиеся данные по геохимии ксенолитов не противоречат такому выводу, однако детальное изучение ксенолитов в базальтах БРЗ началось недавно в связи с проектом «Ксенолит» и можно надеяться, что данные по серии всесторонне изученных образцов позволят решить вопрос о степени гетерогенности мантии под Байкальским рифтом.

Однако из данных по изотопии гелия уже сейчас можно сделать вывод о специфике вулканизма юго-западного фланга БРЗ вследствие плавления недеплетированной мантии, характерной для горячих точек. Как было показано в гл. 6, базальты горячих точек обогащены титаном и железом, имеют феннеровский тип дифференциации и высокие значения отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. В работе [46, рис. 2] автор обращал внимание на то, что базальты Тункинского рифта занимают промежуточное положение между щелочными оливиновыми и толеитовыми базальтами Исландии, которая является типичным примером горячих точек.

Именно эти признаки характерны для вулканизма юго-западного фланга БРЗ, который может рассматриваться как пример тройного сочленения Тункинского рифта, рифта оз. Хубсугул и Саяно-Тувинской области продвигающегося рифтогенеза. Первоначально эта идея была высказана на основе только геологических данных [19].

АФРИКАНО-АРАВИЙСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

Отличительной чертой этого протяженного рифтового пояса является широкое и длительное развитие вулканической деятельности [12]. На крайнем северо-востоке в системе грабенов Леванта в течение неоген-четвертичного времени объем вулканических образований составил 1180 км³. Выделяются три этапа вулканизма: миоценовый, плиоценовый и четвертичный, в конце каждого из них наступал максимум вулканической активности. Ареалы новейшего вулканизма тяготеют к узлам пересечения развитых нарушений, резким изменениям простирации рифтов. Связь вулканических полей с трещинами растяжения северо-восточной и северо-западной ориентировки подчеркивал Л. Пикар, и это подтверждается отсутствием вулканов центрального типа.

Южнее системы левантийских грабенов вдоль восточной стороны Красноморского рифта располагаются многочисленные покровы базальтов олигоцен-миоценового возраста, которые, по-видимому,

* «MORB» — (Mid-Oceanic Ridge Basalt) — базальт срединно-океанического хребта.

представляют собой уцелевшие от эрозии остатки некогда обширного базальтового плато, напоминающего траповую серию Эфиопии. Эта серия начала формироваться около 50 млн. лет назад [128, 160] и занимает в Эфиопии, Йемене и Саудовской Аравии общую площадь 780 тыс км². Она делится на две толщи. Нижняя (Trap series) состоит из нескольких мощных петрографически однородных покровов афировых щелочных базальтов общей мощностью от 200 до 1200 м, излившихся из трещин меридионального простирания. Верхняя (Shield group), покрывающая большую часть Эфиопии, образовалась в результате деятельности вулканов центрального типа (преобладают щелочные базальты и муджие-риты, в заключительную фазу комендиты); общая мощность до 2600 м.

Как для Кенийского, так и для Эфиопского рифта начиная с миоцена и до настоящего времени характерны и трещинные излияния, и вулканизм центрального типа, который преобладает с конца плиоцена. Вулканы Кенийской рифтовой зоны (Килиманджаро, Нгоронгоро, Кения и др.) хорошо известны, но существуют два типа вулканов, одни из которых своей морфологией и составом, а другие только составом придают уникальность вулканизму Восточно-Африканского рифтового пояса.

Вулканы первого типа слагают осевой вулканический хребет, или хребет Эрта-Але (возраст 1,2 млн. лет), в депрессии Данакиль (Северный Афар), которая протягивается в северо-западном направлении на 100 км при ширине 40 км [89]. В этой зоне расположен ряд необычных вулканов гайотообразной формы (Асмарра, Мишель, Джинни, Кома и др.), у которых отношение высоты к диаметру меняется от 1 : 3 до 1 : 5. По мнению Г. Тазиева и его коллег, эти вулканы образовались в субаквальных условиях на достаточной глубине (не менее 1000 м *) в древнем заливе Красного моря, ибо на вершинах вулканов обнаружена морская фауна (по радиоуглеродному методу один из образцов имеет возраст 5800 ± 150 лет). Вулканы сложены потоками базальтов, наклон которых меняется от почти горизонтального в привершинной части до 20° на склонах.

Второй тип — карбонатитовые вулканы южнее оз. Натрон (Северная Танзания), среди которых действующий вулкан Олдоиньо-Ленгаи с потоками лав натровых карбонатитов. Этот вулкан при относительной высоте 2000 м имеет ширину около 8 км; из двух кратеров на его вершине один (северный) является активным (с 1800 г. зарегистрировано 10 извержений). Во время последних извержений в 1960 и 1961 г. образовались лавы, внешне похожие на силикатные, среди которых имеются лавы как пахоэхоз, так и аа. Хотя температура лавы не измерялась, по мнению Дж. Даусона, она не превышала 500 °С.

Необходимо отметить некоторые особенности вулканической обстановки, в которой происходило образование вулкана Олдо-

* Такое значение глубины ничем не доказывается.

иньо-Ленган. Кроме пирокластических пород (туфы, агломераты, пеплы), которые преобладают, в разрезе вулкана присутствуют нефелиниты, фонолиты и меланефелиниты. Этот комплекс пород образовался в такой последовательности: нефелиниты+фонолиты — нефелиниты — меланефелиниты — натровые карбонатиты; примечательная особенность этого ряда заключается в том, что содержание SiO_2 от 37 % в меланефелинитах падает до нуля в карбонатитовых лавах. Происхождение карбонатитов — одна из дискуссионных проблем современной петрологии, но, как отмечает Дж. Доусон [42], появление карбонатитов на конечной стадии базальтоидного вулканизма и влияние на их размещение крупных поднятий и разломов земной коры не могут быть случайными. Присутствие биотитовых пироксенитов в обломках вулканической брекции Олдоиньо-Ленгаи, так же как и гранатовых перidotитов в карбонатитовом туфе вулкана Лашейн [42], является дополнительным аргументом в пользу образования базальтов и карбонатитов из единого мантийного источника. Южнее области карбонатитовых вулканов Кенийский рифт вырождается и вулканические проявления отсутствуют (за исключением района вулкана Хананг и горы Квараха).

Сравнивая вулканизм Эфиопского и Кенийского рифтов, необходимо отметить разный объем вулканитов (144 тыс. км³ в Кении и 345 тыс. км³ в Эфиопии) и неодинаковое соотношение основных и кислых пород (6 : 1 в Эфиопии и 1,3 : 1 в Кении), причем в Кенийском рифте это соотношение во времени менялось, объем миоценовых фонолитов равен 25 тыс. км³, а плиоцен-четвертичные трахиты, риолиты и игнимбриты имеют суммарный объем около 30 тыс. км³.

В Западном рифте Восточно-Африканского пояса первые проявления вулканизма начались значительно позднее — в плиоцене, затем продолжались в четвертичное время, но все они характерны только для тех участков, где рифтовые впадины обрамляются горными поднятиями. Е. Е. Милановский обращает на эту закономерность особое внимание, видя в ней аналогию со сводовыми поднятиями Восточного рифта. Такими зонами являются вулканические массивы Рунгве и Букаву и, вероятно, Вирунга. Типичной чертой вулканитов Западного рифта является наличие калиевых фельдшпатоидов (лейцит, калиевый нефелин, кальсилит), что и послужило основой для выделения бесполовошпатовых пород, содержащих фельдшпатоиды (мафуриты, катунгиты, мелилиты, угандиты), и половошпатовых пород без фельдшпатоидов (трахизабазальты, трахиты, латиты); кроме того, известны лейцитовые базаниты. Как и в Восточном рифте, широко развиты туфы и агломераты с включениями ультраосновных пород.

Эфиопский и Кенийский рифты и треугольник Афар

Вулканизм Эфиопского рифта и района треугольника Афар, благодаря работам П. Мора, Г. Тазиева, Ф. Бербери, Ж. Варе,

А. Девидсона, Д. Рекса, Б. Занеттина, В. Г. Казьмина и других исследователей, достаточно хорошо изучен. Особенно велика заслуга П. Мора, которому принадлежит серия фундаментальных работ (1962—1983 гг.) как по общим вопросам геологии Эфиопии, так и по изучению вещественного состава вулканитов и их эволюции в процессе рифтогенеза. Проблема геодинамики и вулканизма неоднократно обсуждалась и на специальных симпозиумах [47, 48, 79, 89, 117, 128, 175].

Наиболее дискуссионными являются две проблемы: когда началась собственно рифтовая стадия в этом районе и как менялся состав вулканитов во времени?

Большое число K-Ag датировок вулканитов Эфиопии показало, что первые проявления вулканизма начались в середине эоцена на обширной территории с трещинных излияний лав (формация Ашанги) на пенепленизированную поверхность докембрийского фундамента [114, 140]. Пока не ясно, существовал один центр излияния или их было несколько. Вулканизм продолжался в течение олигоцена и до середины миоцена, затем последовало формирование риолитов (в интервале 15—11 млн. лет), связанных с деятельностью вулканов центрального типа. Развитие вулканизма уже в условиях четко сформировавшихся рифтовых структур начинается в раннем плиоцене.

Таким образом, можно различать предрифтовый этап вулканизма, длившийся около 25—30 млн. лет, и собственно рифтовую стадию, граница между которыми однозначно в настоящее время не может быть установлена, однако ясно, что рифтовый этап начался не ранее 10 млн. лет назад [114, 160].

Говоря об эволюции вулканизма, нужно иметь в виду (и это очевидно), что сравниваться могут только однотипные формации. Так, например, вулканы центрального типа в условиях как океанического, так и континентального рифтогенеза всегда аструктурны, и продукты их деятельности есть результат малоглубинного фракционирования расплавов, поэтому нельзя сравнивать химический состав лав вулканов центрального типа и трещинных излияний. Такую ошибку допустили Б. Занеттин и др. [207], противопоставляя базальты трещинных излияний начальной стадии вулканизма в Эфиопии (формация Ашанги) и промежуточной стадии (формация Аиба) лавам, возникшим в третьем этапе магматизма, связанную с вулканами центрального типа. На этом основании было сделано заключение о начальном «толеитовом» составе лав Эфиопии, который во времени сменяется щелочным типом лав [207]. Позднее подобную же ошибку допустил В. Г. Казьмин [39]. Следуя такой логике, можно прийти к заключению, что и толеитовый вулканизм океанического dna во времени эволюционирует в сторону щелочных составов, если сравнивать абиссальные толеиты и лавы океанических островов.

Из табл. 17 (колонки 36 и 37) и рис. 51, б следует, что базальты формации Ашанги не могут быть отнесены к толеитам по содержанию ни калия, ни титана: это типичные субщелочные ба-

Средние составы (%) и нормативные характеристики

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	48,50	47,63	47,56	48,37	48,25	46,95	48,24	48,19	48,80	49,13
TiO ₂	3,00	2,81	2,51	2,79	2,40	2,58	1,81	2,35	3,03	1,44
Al ₂ O ₃	14,95	14,40	15,93	14,41	15,56	15,29	12,88	15,86	15,82	17,5)
Fe ₂ O ₃	8,79	3,52	3,20	3,72	3,76	4,82	7,98	4,25	4,73	2,86
FeO	4,29	10,29	7,23	8,83	7,88	6,13	7,17	7,54	6,47	6,88
MgO	4,21	6,35	7,16	5,83	6,52	6,29	5,47	5,72	4,82	6,95
CaO	8,92	10,04	9,70	9,49	9,91	10,32	11,62	10,15	8,54	10,10
Na ₂ O	3,56	3,11	3,27	2,88	3,32	2,74	2,03	3,38	3,80	2,84
K ₂ O	1,20	0,52	1,29	0,72	0,90	0,85	1,41	0,90	2,48	1,06
Q	2,65	—	—	0,89	—	0,18	4,16	—	—	—
Or	7,31	3,09	7,81	4,37	5,39	5,21	8,43	5,41	14,91	6,35
Ab	30,96	26,66	24,92	25,15	28,50	24,12	17,41	29,10	26,39	24,31
An	21,89	24,13	25,53	24,99	25,30	28,08	22,20	25,86	19,06	32,28
Ne	—	—	1,80	—	—	—	—	—	3,39	—
Di	18,38	21,57	18,98	19,14	19,87	20,04	28,89	20,45	19,05	14,91
Hy	2,27	5,80	—	14,42	1,27	9,98	3,67	1,08	—	6,93
Ol	—	8,17	11,33	—	9,50	—	—	7,30	4,39	8,25
Mt	5,29	5,17	4,75	5,56	5,53	7,28	11,73	6,26	6,96	4,20
Hm	5,39	5,40	4,87	5,47	4,63	5,11	3,50	4,54	5,85	2,77
Hm	5,86	—	—	—	—	—	—	—	—	—
N	14	63	12	15	64	19	13	9	17	14

17 — серия Аден и Литл Аден (Q); 18—26 — Афар и Эфиопия: 18 — формация Ассаль (Q_{3-4}), 19 — формация Ассаб (Q), 20 — формации Аиба и Аладжи ($P_3-N_1^2$), 21 — осевая зона Главного Эфиопского рифта (Q₄), 22 — серия трап (P_3-N_1), 23 — Эфиопский рифт (Q), 24 — вулканический комплекс Возети, Эфиопский рифт (Q), 25 — дайковый комплекс хр. Сагату, Эфиопия (N_2-Q_1), 26 — грабен Алид, Афар (Q); 27 — район оз. Рудольф (Q).

зальты. Такой тип лав был характерен для всего этапа базальтового вулканизма от эоцена до конца миоцена (трещинные излияния). Поэтому заключение П. Мора [160] об эволюции вулканизма Эфиопии от щелочных базальтов к толеитовым в процессе рифтогенеза не только сохраняет свое значение, но и подкрепляется новыми данными [89, 128] (см. также рис. 79).

Вместе с тем нельзя не обратить внимание на очевидную петрохимическую специфику базальтов Эфиопии. Она заключается в аномально высоком содержании TiO₂ (до 5 %) и FeO (до 15 %), что сближает их с Fe-Ti базальтами горячих точек срединно-океанических хребтов (в частности, базальты формации Ашанги удивительно похожи на лавы миоценового возраста, вскрытые глубокой скважиной в Восточной Исландии). Это подтверждается данными изучения изотопного состава и РЗЭ базальтов Эфиопии, а также результатами сейсмической томографии, указывающими на сущест-

Таблица 17

базальтов Африкано-Аравийского рифтового пояса

27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
45,46	47,68	48,96	48,45	45,74	48,35	45,26	47,59	45,53	49,10	46,9
2,04	2,54	2,58	1,92	2,09	2,37	2,13	2,10	2,02	3,39	4,80
16,76	14,73	16,32	16,04	15,93	12,11	16,30	18,00	15,81	12,86	10,90
3,31	3,19	3,16	2,72	3,35	4,86	3,30	3,24	3,13	5,24	6,20
6,11	9,59	8,41	8,14	7,90	8,87	7,85	6,75	7,78	7,51	8,50
7,39	5,86	5,12	6,63	7,76	7,13	9,05	6,11	8,80	5,97	7,30
10,75	11,77	10,14	9,25	10,01	10,61	8,51	8,27	9,66	9,48	10,90
4,20	2,86	3,29	3,93	3,58	3,01	4,18	4,43	3,76	2,85	2,50
2,02	1,00	0,73	0,88	1,32	0,70	1,13	1,40	1,00	1,09	1,20
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12,18	5,98	4,36	5,33	8,01	4,20	6,82	8,47	6,05	6,40	0,7
7,53	21,81	28,21	28,79	16,61	25,98	18,18	25,96	17,73	24,11	21,2
21,34	24,58	27,97	23,99	24,06	17,84	22,90	25,59	23,92	19,10	15,0
15,55	1,40	—	2,80	7,78	—	9,79	6,71	8,07	—	—
26,37	28,10	18,79	18,60	21,58	28,97	16,30	13,14	20,28	19,76	28,5
—	—	7,46	—	—	7,50	—	—	—	9,66	9,0
8,18	8,62	3,60	12,75	12,90	3,72	16,97	11,25	15,36	—	—
4,90	4,66	4,65	4,03	4,98	7,19	4,90	4,79	4,66	7,6	8,4
3,96	4,86	4,96	3,72	4,07	4,60	4,15	4,08	3,94	6,44	9,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	12	14	15	10	7	12	18	26	41	10

28 — рифт Грегори (N_2^3), 29 — вулк. Дамара-Але, южный Афар (Q), 30 — Северный Йемен, вулк. Санаа (Q_d), 31 — то же, вулк. Маариб (Q_d), 32 — Афар, вулк. Эрта-Але (Q_d); 33 — Саудовская Аравия, Харрате Хадан ($P_3-N_1^2$) и Навазиф Аль-Букули (P_3-Q), 34 — то же, Аль-Бирк (N_2-Q); 35 — Мертвое море (N_2-Q); 36, 37 — формация Ашанги, Эфиопия (P₁), средний состав по [207].

ствование глубоких «корней», т. е. аномально разогретая мантия прослеживается до глубин 200—250 км.

Базальты Кенийского рифта в среднем имеют более низкое содержание SiO₂ и более высокое CaO, MgO, FeO, чем базальты Эфиопии. Что касается эволюции состава базальтов во времени, то для них отмечается понижение концентрации K₂O (до 0,37 %) и отсутствие нормативного нефелина у четвертичных базальтов, если сравнивать их с мио-плиоценовыми [48].

Если обратиться к дифференцированным сериям Кении, Эфиопии и треугольника Афар, то их основное различие состоит в том, что в первых двух случаях объем конечных кислых продуктов существенно выше, чем в Афаре (для трахитов комплекса Эрта-Але 8,1 %, а для риолитов 0,5 %) [89]. Б. Кинг и Г. Чапман подчеркивает более сильно выраженный щелочной характер четвертичной ассоциации вулканитов по сравнению с Аденской серией

Эфиопии. Комплекс Эрта-Але в этом отношении занимает промежуточное положение между линиями, отражающими направленность дифференциации толеитовой и щелочной серий Гавайских островов. Конечные продукты серии Эрта-Але (пересыщенные кремнеземом трахиты), так же как и породы остальной части ряда, имеют близкое соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,702—0,705), что свойственно океаническим породам и свидетельствует об отсутствии контаминации. Это является также дополнительным признаком различия дифференцированных серий Кенийского и Эфиопского рифтов, с одной стороны, и треугольника Афар — с другой.

Западный рифт

Петрохимия пород Западного рифта изучена хуже, и поэтому нет возможности рассмотреть различия в химическом составе пород, занимающих разное структурное положение. Самой характерной чертой вулканитов этого рифта является высокое содержание щелочей с преобладанием калия над натрием, что и служит их принципиальным отличием от соответствующих пород Восточного рифта. Согласно А. И. Полякову, главные особенности химизма серии калиевый щелочных пород Западного рифта заключаются в низком содержании SiO_2 и Al_2O_3 с высоким TiO_2 , MgO , CaO и FeO^* . В целом выделяются две группы пород. Первая отличается максимальной щелочностью и недонасыщенностью SiO_3 (угандиты, мафуриты, катунгиты, лейцититы, нефелиниты). Следует подчеркнуть отсутствие лейкократовых пород, подобных фенолитам Восточного рифта. Ко второй группе относятся породы, более насыщенные SiO_2 и менее щелочные (лейцитовые базаниты, трахибазальты, трахиты и латиты). Особую группу образуют карбонатитовые лавы в районе Форт-Портала, относящиеся к силикатно-карбонатным породам (SiO_2 12—13 %).

Провинциальные особенности вулканизма Западного рифта наиболее четко прослеживаются при движении от Вирунги и Торо и далее к Форт-Порталу, где с юга на север породы становятся все более недонасыщенными кремнеземом. Для района Анголе и Южного Торо показательны ультракалиевые породы с минимальным содержанием SiO_2 .

Большой интерес представляют находки ультраосновных ксенолитов как в Западном, так и в Восточном рифте. Примечательно, что эти ксенолиты обнаруживают такое же различие в соотношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, как и вмещающие их породы. В Западном рифте $\text{K}_2\text{O}>\text{Na}_2\text{O}$, в Восточном наоборот; кроме того, существенное различие устанавливается по TiO_2 и MgO . Эта деталь имеет важное значение для интерпретации как глубинного строения, так и эволюции рифтогенеза в Восточной Африке.

РИФТОВАЯ ЗОНА ЗАПАДА США

По развитию вулканизма и эволюции структуры этот сегмент мировой рифтовой системы отличается от других рифтовых обла-

стей, что обусловлено прежде всего его общей окраинно-материковой позицией.

Вулканизм на Западе США был характерен для всего кайнозоя, но тип его не оставался постоянным. В раннем и среднем кайнозое развивалась известково-щелочная серия с резким преобладанием андезитов и риодакитов (типичная формация зрелых островных дуг и активных окраин), которая рассматривается как результат существования пологопадающей в восточном направлении зоны Беньофа. Исчезновение зоны субдукции в связи с приближением Восточно-Тихоокеанского поднятия вызвало смену как тектонической обстановки (появление зоны растяжения), так и типа вулканизма (преимущественно на базальтоидный); этот этап начался 15—20 млн. лет назад.

Независимо от подхода к объяснению смены геодинамического режима и вулканизма для нас важным остается именно само существование такой перестройки, ибо в некоторых работах известково-щелочная серия рассматривается как рифтогенная. И хотя в позднем кайнозое андезитовый вулканизм продолжается (Каскадные горы), но эта часть Запада США не входит в рифтовую зону. Этап смены типа вулканизма не был одновременным (рис. 52), но в целом он начался не ранее миоцена, что устанавливается не только путем геологического картирования, но и большим числом радиометрических определений.

Проявления вулканизма в рифтовой зоне Запада США не обнаруживают такой строгой приуроченности к определенным структурным линиям, как это наблюдается, например, в Аравийско-Африканском рифтовом поясе. Отмеченное свойство вытекает из особенностей структуры, которую характеризует обширная зона растяжения; по-видимому, можно говорить о рассеянном характере позднекайнозойского вулканизма в целом. Однако из сопоставления карт сейсмичности и вулканизма (см. рис. 52 и 61) видно, что области высокой сейсмической активности одновременно являются и зонами интенсивного вулканизма на фоне рассредоточенных в целом проявлений.

Разбросанные на большой территории поля базальтов привели первоначально к идею единого плиоцен-плейстоценового покрова, позднее нарушенного и местами размытого. Вулканический покров (площадью не менее 250 тыс. км²) охватывал большую часть штата Орегон и сопредельные районы Айдахо, Невады и Калифорнии. Основанием для выделения единого покрова, названного мезобазальтовым, послужили такие признаки, как сходство структуры и состава, выдержанность мощностей, общий характер рельефа и морфологии потоков, сходство поствулканических деформаций, близость возрастных датировок и, наконец, неопределенность источников магматизма. Однако позднее выяснилось, что отдельные части предполагаемого единого «покрова» различаются по возрасту и составу. На примере наиболее хорошо изученных районов рассмотрим специфику вулканизма рифтовой зоны Запада США. (табл. 18).

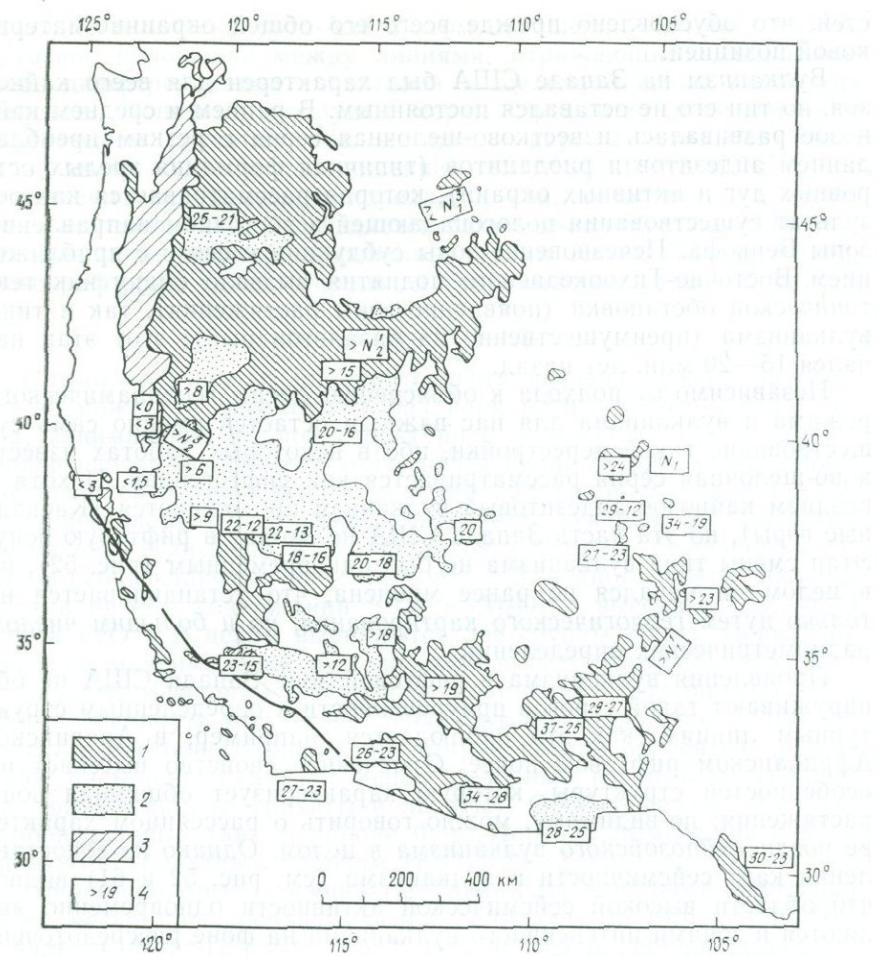


Рис. 52. Время смены преимущественно известково-щелочного типа вулканизма на щелочной в рифтовой зоне Запада США (R. Christiansen, P. Lipman, 1972). 1—3 — типы вулканизма (1 — базальтовый, 2 — преимущественно базальтовый, 3 — андезитовый); 4 — время смены типов вулканизма, млн. лет

Провинция Хребтов и Бассейнов

На обширной площади изучено 100 потоков базальтов, что дает возможность вывести общие черты как их минералогии, так и состава. В большинстве случаев позднекайнозойские базальты состоят из оливина, моноклинного пироксена, плагиоклаза, присутствующих в виде фенокристов; в основной массе кроме этих минералов отмечается магнетит, ильменит, акцессорные апатит и цеолит, а также стекло. Средний модальный состав (51 анализ) этих базальтов: 46 % плагиоклаза, 26 % моноклинного пироксена; 13 % оливина, остальное — основная масса. Наиболее распространенные

Таблица 18

Средние составы (%) и нормативные характеристики базальтов рифтовой системы Запада США

Компонент	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO_2	47,44	46,93	50,38	49,11	49,75	48,49	50,45	50,60	50,56	49,88	51,29	50,57	50,87
TiO_2	2,31	2,51	1,75	1,58	1,51	2,39	1,29	1,52	1,53	1,59	1,82	1,54	1,49
Al_2O_3	15,83	15,86	15,54	15,97	15,92	15,71	16,07	16,23	16,75	15,26	16,20	16,63	15,02
Fe_2O_3	4,40	3,13	2,41	4,78	4,05	3,06	3,07	2,49	1,70	1,96	1,76	3,83	8,23
FeO	6,43	8,57	6,91	5,09	6,62	8,63	8,08	7,82	7,74	8,93	8,02	6,21	2,05
MgO	6,88	7,14	7,69	7,52	6,60	7,57	6,91	6,67	6,27	8,38	6,11	6,22	7,51
CaO	9,29	9,67	8,61	8,53	8,55	8,64	8,47	8,83	8,92	9,45	8,98	8,33	9,25
Na_2O	3,92	3,75	3,76	3,33	3,53	3,43	3,08	3,65	4,20	3,15	3,78	3,38	2,77
K_2O	1,70	1,47	1,40	1,24	1,44	1,19	0,84	1,23	1,45	0,87	1,42	1,60	0,71
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,34
Or	10,25	8,80	8,39	7,53	8,71	7,12	5,06	7,32	8,67	5,19	8,46	9,62	4,31
Ab	22,35	19,22	31,20	28,97	30,49	28,67	25,86	31,20	28,79	26,83	32,20	29,11	23,93
An	20,95	22,33	21,71	25,73	23,82	24,16	28,41	24,50	22,76	25,02	23,18	25,90	27,02
Ne	6,20	6,92	0,62	—	—	0,33	—	—	3,81	—	—	—	—
Di	20,70	21,15	17,45	14,09	15,65	15,47	11,72	16,06	17,86	17,97	17,69	12,96	15,47
Hy	—	—	—	8,43	3,94	—	21,26	2,40	—	4,80	0,09	9,86	11,93
Ot	8,61	12,19	13,71	5,03	8,48	14,20	0,66	11,95	12,69	14,40	12,35	3,93	—
Mt	6,49	4,58	3,54	7,14	6,00	4,48	4,54	3,65	2,49	2,86	2,57	5,65	2,35
IIm	4,47	4,80	3,38	3,09	2,92	4,58	2,49	2,92	2,93	3,04	3,47	2,98	2,89
Hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,79
N	29	15	11	12	12	17	19	14	12	8	11	10	38

38 — юго-восток Калифорнии ($\text{N}_2\text{--Q}$), 39 — пустыня Мохаве (Q), 40 — провинция Хребтов и Бассейнов, штат Юта ($\text{N}_3\text{--Q}$), 41 — район Калифорнийского залива ($\text{N}_2\text{--Q}$); 42—50 — рифт Рио-Гранде: 42 —

Рейтон и Клейтон ($\text{N}_2\text{--Q}$), 43 — г. Тейлор (Q), 44 — Таос (N_2^3), 45, 46 — Церрос-дель-Рио и Санто-Ана-Меза ($\text{N}_2\text{--Q}_4$), 47 — Альбукерке (Q), 48 — Кэт-Хиллс (Q), 49 — формация Хинсдейл (N_2^3), 50 — Валенсия (Q_4).

текстуры: интерсертальная, интергранулярная и пилотакситовая.

Базальты отличаются высоким содержанием SiO_2 (48,0—48,5 %) и щелочей (до 5 %) и низким TiO_2 (1,1—1,7 %), выделяются нефелин-нормативные базальты, которые преобладают, и оливин-гиперстеновые. Кроме того, особую группу образуют андезито-базальты, содержащие нормативный кварц. Большая часть пород относится к щелочным оливиновым базальтам, а базальты р. Снейк проявляют толеитовую тенденцию.

Охарактеризованная область находится в центральной части провинции Хребтов и Бассейнов, где землетрясения редки. Поэтому интерес представляет обсуждение вулканизма в восточной части, совпадающей с поясом высокой сейсмической активности.

Один из районов этой зоны был детально изучен; он занимает центральную часть впадины, известной под названием Пустынной Долины Черного Камня (Black Rock Desert Valley*); эта впадина с двух сторон ограничена горами Крикет и Павант. Базальтовый вулканизм начался здесь 1 млн. лет назад и продолжался до недавнего времени. Многие потоки лавы залегают на террасах оз. Бонвилл. Большинство изученных пород (50—85 %) относится к плагиоклазовым базальтам с небольшим количеством авгита и оливина; стекловатая масса занимает не более 20 % объема.

Высокоглиноземистые базальты ($>17\% \text{ Al}_2\text{O}_3$) характерны для более древних вулканитов (за исключением двух полей), в то время как K_2O имеет тенденцию увеличивать свою концентрацию от древних пород к молодым. Содержание остальных оксидов с возрастом базальтов не изменяется. Систематические вариации с возрастом пород наблюдаются для малых элементов: так, концентрация Zr , Hf , Ni , Ti , Sc , Cu , Zn , Co и редких земель увеличивается по мере омоложения базальтов. Эти данные позволили К. Конди и К. Барски сделать заключение, что высокоглиноземистые базальты сменяются базальтами с толеитовой тенденцией. Данное заключение (которому несколько противоречит накопление K_2O с возрастом) представляет интерес в том отношении, что оно отражает изменение в составе базальтов при движении от центральной части провинции Хребтов и Бассейнов к ее периферии, этот процесс сопровождается и изменением возраста пород.

Если продвинуться еще восточнее — за пределы плато Колорадо, то мы попадаем в уникальное место в структуре рифтовой зоны Запада США — к рифту Рио-Гранде, центральная часть которого хорошо выражена в рельефе. На севере рифт переходит в Верхнеарканзасский грабен, а на юге расщепляется на три ветви. Проявления вулканизма в этой зоне хорошо изучены и представляют интерес в связи с проблемой связи вулканизма и рифтогенеза.

Один из районов рифта — пояс позднекайнозойских базальтов площадью около 1000 km^2 — расположен на юго-западном окончании плато Колорадо к югу от Лос-Аламоса [177]. Здесь в массиве

* Штат Юта (США), южнее г. Солт-Лейк-Сити.

горы Тейлор выделяются четыре разновозрастные группы базальтоидов, в которых наблюдается последовательное изменение химического состава от наиболее древних недонасыщенных щелочных оливиновых базальтов к молодым толеитовым базальтам. Последние от типичных толеитов отличаются большим содержанием K_2O (0,56—0,78 %).

В северной части рифта Рио-Гранде базальтоидный вулканизм сопровождал всю историю развития рифта: начиная с миоцена и до голоцене включительно. Базальты развиты как к западу и востоку от рифтовой впадины, так и в пределах самой впадины [177]. Западное поле базальтов относится к формации Хиндейл, возраст которой определяется интервалом 23—5 млн. лет, южнее, в районе р. Бразос, вулканизм продолжался и в плейстоцене. Независимо от возраста данная группа представлена однородными по составу оливиновыми базальтами. Восточное поле вулканитов, одновозрастных с западными, делится по составу на две группы. Самые древние аналогичны формации Хиндейл; вышележащие базальты группы Клейтон содержат в основной массе фельдшпатоиды, они перекрываются четвертичными базальтами, аналогичными по составу нижней группе.

Базальты, выполняющие дно рифтовой впадины (формации Сервиелла), моложе восточных и западных вулканитов; их возраст по калий-argonовому методу 3,6—4,5 млн. лет. Как указывает П. Липман, излияние лав произошло после заложения рифта. Принципиальное значение имеет различие химического состава лав: от щелочных оливиновых базальтов западного и восточного полей внутририфтовые отличаются существенно меньшим содержанием K_2O (в среднем 0,6 %). Однако в отличие от П. Липмана мы считаем, что внутририфтовые базальты не имеют ничего общего с типичными абиссальными толеитами (см. рис. 79 и табл. 18); прав К. Аоки, называя эти породы оливиновыми толеитами. Совершенно очевидна толеитовая тенденция в эволюции вулканизма рифта Рио-Гранде, аналогичная Тункинскому рифту.

В этой же юго-западной части плато Колорадо, в районе гор Сан-Хуан, известна миоценовая контрастная базальт-риолитовая ассоциация, которая принципиально отличается от аналогичной формации известково-щелочной серии орогенного этапа развития Запада США. В бимодальной (базальт-риолитовой) ассоциации базальты существенно преобладают над риолитами, последние обычно содержат более 72 % SiO_2 (иногда до 76 %). Риолиты рифтогенного этапа более щелочные, типичный полевой шпат обогащен натрием; характерны также риолиты с авгитом и фаялитом, не встречающиеся в известково-щелочной серии [20].

РЕЙНСКИЙ ГРАБЕН

Проявления вулканизма в Рейнском грабене локализованы примерно так же, как в Байкальском рифте: наблюдаются на флангах и отсутствуют в центральной части. Наиболее активно вулканизм



Рис. 53. Положение вулканических долей в структуре Рейнского грабена (Cloos, 1939).

Грабены: I — Верхнерейнский, II — Нижнерейнский, III — Гессенский

Альба, Штайнхайма и Риса (последние два рассматриваются как астроблемы).

Вулканическая деятельность в Рейнском грабене продолжалась на всем этапе его развития вплоть до голоцен, но максимальная активность падает на миоцен. Несмотря на локальное проявление, вулканализм характеризуется большим разнообразием типов пород и фаций. В. Вимменауэр [42] все породы разделил на 8 групп: 1) плагиоклазовые базальты с небольшим количеством оливина, характерные для траппов в районе Франкфурта-на-Майне; 2) базальты и лимбургиты, слагающие дайки и некки в горном обрамлении грабена и потоки лав Кайзерштуль; 3) оливиновые нефелиниты (жерловая фация) плеч рифта; 4) мелилитовые анкарамиты и оливиновые меллилиты дайкового комплекса Хегау; 5) нефелиниты и шонкиниты; 6) эсекситовый ряд комплекса Кайзерштуль; 7) фонолиты, трахиты комплексов Хегау и Кайзерштуль; 8) карбонатиты комплекса Кайзерштуль. Как главная петрохимическая особенность эволюции вулканализма Рейнского грабена выступает недонасыщенность пород кремнеземом (табл. 19).

развивался в зоне тройного сочленения Нижне-, Верхнерейнского и Гессенского грабенов (рис. 53). Известные в Рейнском грабене вулканогенные породы позднего мела не связаны с его современной структурой. В северной части грабена, между Нижне- и Верхнерейским грабенами, к кайнозойским вулканическим полям относятся вулканы горного массива Эйфель, маары оз. Лаахер-Зее и район Нейвид. На окончании Нижнерейнского грабена располагаются знаменитые Зибенгебирге, Вестервальд, трапповые поля (1200 км^2) в районе Франкфурта-на-Майне, вулканы Фогельсберг*, Рен и еще несколько мелких массивов. С перерывом в 130 км, уже в центре грабена, располагается комплекс Кайзерштуль и за пределами грабена вулканические поля Хегау, Швабского

* Непонятно по каким причинам, но, по мнению В. Вимменауэра [42], крупнейший в Европе базальтовый вулкан Фогельсберг не относится к Рейнскому грабену.

Трапповая серия вулкана Фогельсберг характеризуется широким развитием базальтов, наряду с которыми отмечаются андезиты, трахиандезиты и трахиты. Некоторые авторы отмечают наличие и толеитовых базальтов, однако содержания SiO_2 (около 54 %), TiO_2 (2,69 %) и K_2O (около 1 %) не позволяют относить такие породы даже к кварцевым толеитам.

Две особенности вулканизма Рейнского грабена сближают его с вулканом Кенийской рифтовой зоны: щелочные и субщелочные породы Зибенгебирге и карбонатиты комплекса Кайзерштуль. Среди субщелочных пород выделяется два ряда: 1) насыщенные и пересыщенные кремнеземом кварцевые трахиты и латитовые кварцевые трахиты; 2) кварцодержащие щелочные трахиты и основные эфузивы [172]. Эфузивы субщелочного ряда (щелочной трахит — санидиновый базальт) попадают в поле тефритовых фонолитов.

Лавы комплекса Кайзерштуль имеют в плане подковообразную форму, центральная часть поля сложена фонолитами и карбонатитами. Образование вулкана протекало в несколько стадий, которые для эфузивных пород определяются такой последовательностью: тефриты и их туфы → лимбургиты, нефелиниты, фонолиты, полигенные туфы. Для субвулканических пород характерен ряд: фонолиты, эсекситы, тералиты → мончикиты, эсекситовые и тералитовые порфиры → карбонатитовые интрузии → дайки фонолитов → тингуайты, монхальдейты → шонкинитовые порфиры → карбонатитовые дайки. Продолжительность формирования всего комплекса около 2 млн. лет (18—16 млн. лет назад). По мнению В. Вимменауэра, образование карбонатитов связано с фонолитами; сами карбонатиты рассматриваются как производные сильно недонасыщенной родоначальной (щелочно-базальтовой) магмы.

МОМСКИЙ РИФТ

В литературе кроме вулкана Балаган-Тас упоминаются несколько вулканов к юго-западу от него, а также вулкан в районе с. Зашиверск. Однако, как показали наши исследования, юго-восточные выходы эфузивов относятся к илинь-тасской свите верхней юры. Существование вулкана к западу от Зашиверска отмечал Ф. Ф. Матюшкин, но поиски, предпринятые К. Н. Рудичем и нами*, ни к чему не привели, что не исключает возможности расположения вулкана в ином месте. В геологических отчетах и литературе сообщается о находках свежих пород (например, красных шлаков в верховьях р. Ясачная), но пока что уверенно можно говорить лишь о вулкане Балаган-Тас и экструзивном куполе Урага-Хая.

Вулкан Балаган-Тас, расположенный на левом берегу р. Балаганах (правый приток р. Мома), был открыт В. А. Зиминым в 1939 г. Наиболее полно вулкан охарактеризован К. Н. Рудичем,

* Результаты дешифрирования аэрокосмических снимков и прямые аэровизуальные наблюдения в широкой полосе от бывшего с. Зашиверска.

Средний состав (%) и нормативные характеристики

Компонент	51	52	53	54	55	56	57	53	59	60
SiO_2	48,43	42,98	48,55	44,89	46,54	43,69	42,99	44,04	43,59	48,33
TiO_2	2,56	2,92	2,48	2,66	2,91	2,82	2,53	2,73	2,62	1,19
Al_2O_3	17,16	15,98	16,65	14,57	15,28	13,45	12,61	12,63	15,17	18,72
Fe_2O_3	4,55	5,64	4,42	5,41	4,54	3,05	5,59	6,00	4,70	5,90
FeO	6,58	8,00	5,44	7,01	6,14	7,57	7,24	6,98	6,48	3,68
MgO	5,03	8,31	5,19	8,00	6,75	9,45	10,10	9,31	8,84	4,99
CaO	8,83	10,14	9,08	9,94	10,12	10,80	9,88	10,90	10,26	7,73
Na_2O	3,67	3,35	3,77	3,72	3,18	3,34	3,29	3,26	3,28	3,51
K_2O	1,89	1,43	2,44	1,78	1,76	1,20	1,38	1,47	1,60	1,67
<i>Or</i>	11,30	8,55	14,73	10,75	10,73	7,30	8,55	8,93	9,78	10,29
<i>Ab</i>	27,73	10,45	23,63	13,56	20,87	11,43	11,87	11,65	10,88	31,06
<i>An</i>	25,00	24,66	21,69	18,16	22,82	18,62	16,25	15,93	22,72	31,73
<i>Ne</i>	2,04	9,88	4,85	10,05	3,70	9,55	9,37	9,02	9,69	—
<i>Lc</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Di</i>	15,45	20,92	16,68	25,53	22,82	28,91	27,73	33,60	23,76	6,50
<i>Hy</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,26
<i>Ol</i>	6,79	11,64	4,55	8,79	6,63	11,16	12,73	8,89	10,97	1,91
<i>Mt</i>	6,69	8,28	6,54	8,01	6,77	7,52	8,48	8,94	7,06	8,80
<i>Hm</i>	4,93	5,62	4,80	5,16	5,68	5,50	5,03	5,33	5,15	2,36
 <i>N</i>	72	25	47	13	35	15	14	12	58	36

51—61 — Центральный Французский массив: 51 — Шен де Пюи (Q_{3-4}), 52 — Шен де Сель (N_1^1-Q_1), 53 — Мон-Дор ($\text{N}_1^2-\text{N}_2^2$), 54 — Сералье (N_1^3-N_2), 55 — Канталь ($\text{N}_1^2-\text{N}_3^3$), 56 — Везль (N_2^3-Q_4), 57 — Фор и Бургонь (P_3-N_2), 58 — Лангедок (N_2^3-Q_1), 59 — Лимань (N_2^3), 60 — Пью де Дом (Q), 61 — Форе (P_3-N_1); 62—69 — Рейнский грабен: 62—63 —

который выделил три потока базальтов, связанных с деятельностью вулкана. По нашим данным, вулканическая деятельность протекала в два этапа: первый отличался трещинными излияниями, в результате которых сформировалось не менее 10 потоков базальтов, образовавших лавовое поле около 45 km^2 ; на втором этапе возник шлаковый конус, прорвался кратер и произошло излияние небольшого лавового потока. Возраст вулкана не древнее позднего плейстоцена, что определяется залеганием наиболее древнего потока лавы на аллювию первой надпойменной террасы. Имеются данные [18], позволяющие предполагать, что излияние лав сопровождалось образованием локального куполообразного поднятия высотой до 50 м. В целом по своей морфологии вулкан Балаган-Тас похож на шлаковые конусы БРЗ.

Химический состав каждого потока лав отличается удивительным постоянством, что подтверждается и модальным составом пород. Следует отметить высокое содержание TiO_2 (до 3,8 %)

Таблица 19

базальтов рифтов Западной и Центральной Европы

61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
41,99	43,53	42,79	44,30	44,80	40,30	42,30	48,30	43,78	47,70	47,29
2,70	2,47	2,49	2,40	2,30	2,70	2,70	2,20	2,63	2,02	2,06
13,77	13,72	11,82	14,20	11,60	11,40	11,80	13,30	14,34	16,88	16,28
5,10	4,24	4,40	4,00	3,89	4,10	4,00	3,10	5,34	3,72	3,60
6,49	6,32	6,63	7,50	6,89	6,89	6,90	7,20	5,17	5,79	5,95
9,54	10,17	13,36	11,80	12,50	12,20	11,5	8,70	8,44	7,08	6,60
10,93	12,04	11,66	11,00	11,50	12,60	11,20	8,70	11,71	9,07	9,10
3,02	3,06	1,50	3,00	2,40	3,30	3,40	3,30	3,58	3,24	3,84
2,05	0,85	3,01	1,40	1,10	1,70	1,80	1,80	3,33	1,83	2,05
12,66	5,21	3,33	7,33	6,70	—	10,53	11,01	7,70	11,11	12,48
2,18	9,53	—	13,29	11,14	—	—	25,30	—	24,17	21,03
18,79	21,98	17,03	22,27	18,18	11,85	12,15	16,73	13,44	26,83	21,79
13,29	—	7,04	7,48	5,31	15,90	16,30	1,95	16,69	2,17	6,78
—	9,39	11,67	—	—	8,28	0,47	—	9,67	—	—
29,93	31,61	33,29	24,79	32,20	34,67	36,38	22,38	35,67	15,45	19,75
—	11,03	11,03	14,44	16,15	14,55	12,73	13,64	3,87	10,81	8,76
10,03	—	—	—	—	3,11	—	—	—	—	—
7,73	6,38	6,38	5,69	5,82	6,25	6,07	4,65	7,88	5,54	5,39
5,37	4,87	4,87	4,71	4,50	5,39	5,36	4,33	5,08	3,94	4,03
20	1	1	18	1	9	11	32	31	85	145

Эйфель [62 — нефелиновый базанит (P₃), 63 — мелилитовый нефелинит (Q₁)], 64 — щелочной оливиновый базальт (P₂'), Зибенгебирге, 65 — то же, Вестальль; 66–68 — Гессенский грабен: 66 — оливиновый нефелинит (N₁), 67 — нефелиновый базанит (N₁), 68 — щелочной оливиновый базальт (N₁); 69 — средний базанит района оз. Лаахер Зее (Q); 70–71 — Панонский бассейн: 70 — Прибалатонье (Q), 71 — Малая Венгерская впадина (Q).

(табл. 20), такие высокие концентрации характерны только для базальтоидов Чарского рифта, пикритов о. Реюньон и лунных базальтов. Факторный анализ показал [20], что все окислы вошли в фактор I с весом 75 %. Эти данные свидетельствуют об отсутствии дифференциации расплава, и можно думать, что базальты вулкана Балаган-Тас возникли в результате очень быстрого поступления расплава на поверхность.

Экструзивный купол Урага-Хая сложен хорошо раскристаллизованными риолитами, возраст которых, определенный калий-argonовым методом (по биотиту), равен $16,6 \pm 0,8$ млн. лет [20].

Петрографическое изучение показывает, что строение купола Урага-Хая неоднородно. Большинство кислых вулканитов, слагающих купол, имеет экструзивный облик. Это порфировые биотитовые плагиориолиты с раскристаллизованной основной массой микророганитового типа. Наряду с этой разновидностью риолитов в краевых частях купола встречены карбонатизированные, серицити-

Таблица 20

Средний состав (%) и нормативные характеристики базальтов рифтовых структур Восточной Азии

Компонент	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83
SiO ₂	48,07	49,21	48,22	47,99	50,38	49,77	45,71	47,67	47,85	46,31	48,87	46,65
TiO ₂	2,17	2,34	2,11	1,80	1,47	2,03	2,91	2,21	2,16	2,16	1,88	2,97
Al ₂ O ₃	15,33	14,98	14,69	14,44	16,99	15,68	14,95	14,55	15,27	12,21	15,14	15,42
Fe ₂ O ₃	2,95	5,11	4,47	3,47	4,30	3,56	5,02	5,05	4,45	6,14	2,65	5,32
FeO	9,37	6,63	7,83	7,71	5,96	7,35	5,36	5,70	5,90	6,26	6,57	5,45
MgO	6,42	7,46	7,40	7,90	5,54	6,84	7,81	7,09	6,34	9,57	7,70	7,75
CaO	7,77	8,31	7,87	8,14	7,80	7,74	9,16	8,11	8,34	8,98	7,70	8,52
Na ₂ O	4,48	3,33	3,80	2,63	3,46	3,50	3,36	2,77	2,87	3,17	2,99	4,92
K ₂ O	1,95	1,37	1,66	0,99	1,56	1,29	1,25	1,35	1,21	1,59	2,11	2,56
<i>Q</i>	—	—	—	—	—	—	—	0,96	1,15	—	—	—
<i>Or</i>	11,67	8,21	10,03	6,16	9,46	7,79	7,73	8,46	7,55	9,76	13,02	15,23
<i>Ab</i>	23,04	28,58	28,36	23,43	30,01	30,33	25,81	24,79	25,73	23,30	26,44	13,48
<i>An</i>	16,22	22,13	18,48	25,95	26,92	23,78	23,07	24,63	26,73	14,90	22,67	12,50
<i>Ne</i>	8,37	—	2,38	—	—	—	2,13	—	—	2,47	—	15,41
<i>Di</i>	18,73	15,58	17,15	13,31	10,27	12,48	19,17	14,16	13,58	24,69	13,87	23,47
<i>Hy</i>	—	8,37	—	20,29	13,47	12,22	—	14,79	14,07	—	5,34	—
<i>Ol</i>	13,46	5,13	12,89	1,96	0,62	5,27	8,70	—	—	11,39	10,91	6,48
<i>Mt</i>	4,34	7,50	6,61	5,29	6,40	5,28	7,62	7,75	6,84	9,24	4,02	7,76
<i>Hm</i>	4,18	4,50	4,09	3,61	2,86	3,95	5,78	4,45	4,35	4,26	3,73	5,67
<i>N</i>	10	8	19	16	16	20	27	22	24	24	16	18

72—75 — КНР; 72 — северная часть (Q), 73 — южная часть (Q),
 74 — северная часть (N), 75 — то же (P); 76 — Восточный Сихотэ-
 Алинь (P₂), 77 — то же (N₂-Q₁); 78—80 — Вьетнам: 78 — Фу-Куи (Q),

79 — Тай-Нгуен (Q), 80 — Буон Ме Тхуот (Q); 81 — Камбоджа, Ратонокири (Q), 82 — Северный Таиланд (N₂^b); 83 — Момский рифт (Q_d).

зированные и окварцованные плагиопорфировые и афировые риолиты с микрофельзитовой основной массой.

Главная экструзивная разновидность риолитов в качестве порфировых вкрапленников всегда содержит плагиоклаз, в то время как кварц встречается существенно реже. Плагиоклаз относится по составу к олигоклаз-андезину (№ 25—33). Он наблюдается в виде как отдельных идиоморфных фенокристаллов, так и гемеропорфировых срастаний со сложным двойникование. Темноцветные минералы представлены постоянно встречающимися (около 5 %) коричневым биотитом и единичными зернами темно-зеленой обыкновенной роговой обманки. Характерной особенностью риолитов Урага-Хая является повышенное содержание в них акцессорных апатита и сфена (в отдельных шлифах до 3 %).

Химический состав риолитов следующий (%): SiO_2 70,12, TiO_2 0,30, Al_2O_3 16,85, Fe_2O_3 0,56, FeO 0,41, MgO 0,66, CaO 1,58, Na_2O 5,86, K_2O 3,01. По единичному анализу какие-либо петрохимические построения невозможны, хотя сравнение с риолитами Адена, Эфиопии, оз. Тана показывает несколько меньшее содержание SiO_2 (на 2—3 %) и повышенное Al_2O_3 (на 3—4 %). Определенный интерес представляет отношение K/Rb в риолитах и базальтах вулкана Балаган-Тас, которое в первом случае равно 2170, а во втором 733; такое значение является необычайно высоким для риолитов, обычно оно не выходит за пределы 250—300.

Имеющихся данных недостаточно для обсуждения вопросов генезиса риолитов и связи кислого вулканизма с основным. Важно подчеркнуть, что вулканизм Момской рифтовой зоны контролируется полем растягивающих напряжений в зоне перехода Момского хребта во впадину, что является общей чертой материковых рифтов. В этом отношении наблюдается полная аналогия с Чарским и Эфиопским рифтами [20].

Глава 12.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Из физических полей для изучения материковых рифтов важнейшими являются геотермическое и гравитационное. Что касается магнитного поля, то на материках оно не является таким диагностирующим признаком рифтогенеза, как в океанических условиях; магнитные аномалии отражают строение фундамента, и обычно их простижение не совпадает с ориентировкой рифтогенных структур. Поэтому вызывает удивление, когда пишут или говорят о том, что данная зона не является рифтогенной, поскольку отсутствует полосовидная система магнитных аномалий, свойственная океаническому дну. Признаки такой системы появляются только в зонах сочленения материковых и океанических структур (депрессия Данакиль, залив Таджуре и материковая окраина моря Лаптевых).

Материковые рифтовые зоны характеризуются крупной отрицательной аномалией Буге большой протяженности, на фоне которой обычно хорошо выделяются локальные минимумы, связанные с рифтовыми впадинами. Знак локальной аномалии и ее амплитуда зависят от мощности осадочных отложений, масштаба вулканической деятельности, ширины рифтовой впадины. В большинстве случаев (Рейнский грабен, Байкальский рифт, Западный рифт Восточной Африки, система впадин Запада США) рифтовые впадины фиксируются отчетливо выраженным минимумом силы тяжести, связанными с осадками низкой плотности.

Рифтовый пояс Восточной Африки в аномалиях Буге отражается шириной (1000 км) отрицательной аномалией амплитудой до $150 \cdot 10^{-5}$ м/с² (рис. 54). Западный рифт характеризуется очень узкой аномалией; Восточный рифт выражается широкой аномалией, в центральной части которой отмечается максимум, соответствующий рифтовой впадине [20]. Детальное изучение показало, что эта положительная локальная аномалия между $0,25^{\circ}$ с. ш. и $1,25^{\circ}$ ю. ш. имеет ширину от 40 до 80 км и амплитуду $(30-60) \times 10^{-5}$ м/с². Образование аномалии, по мнению Р. Серля, нельзя объяснить приповерхностным распределением масс; геологические и геофизические данные (вулканизм, геотермальная и сейсмическая активность) лучше удовлетворяют модели, по которой на глубине 3 км от поверхности располагается интрузия пород с большой плотностью, шириной ее около 20 км. Положительная аномалия прослеживается далее на юг и оканчивается восточнее оз. Магади за

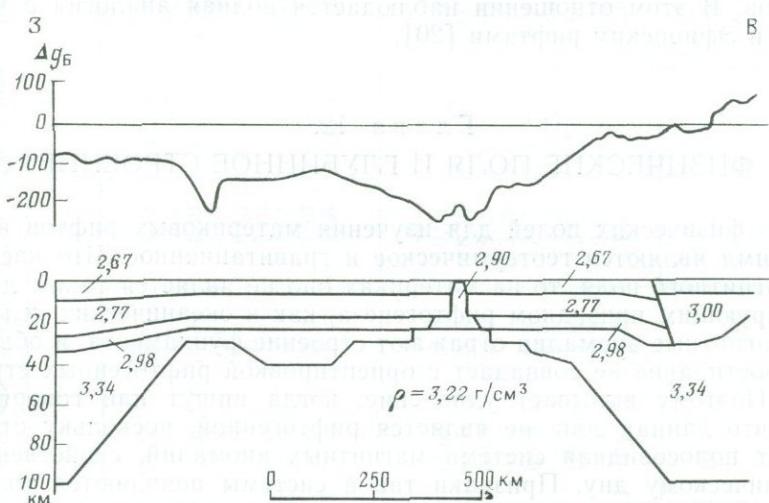


Рис. 54. Гравитационный профиль ($n \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$) и плотностная модель Восточно-Африканской рифтовой зоны в районе экватора (Searle, 1970)

пределами максимума вулканической активности. Следует отметить, что при движении в сторону от рифта гравитационное поле контролируется уже не современной структурой, а неоднородностями фундамента. Так, в районе залива Спик (оз. Виктория) отрицательная аномалия ($-40 \cdot 10^{-5}$ м/с²) объясняется сменой состава пород докембрийского фундамента.

Гравитационные данные по Восточному рифту Африканской зоны показывают, что минимум силы тяжести и ось рифта не всегда совпадают. Появление рифтового минимума может быть обусловлено не только осадками низкой плотности (учет которых не всегда приводит к снятию минимума), но и утонением коры под рифтом [48]. Следует также обратить внимание на асимметрию аномалий Буге в поперечном профиле, совпадающую с асимметрией рельефа. В этом отношении интересен Эфиопский рифт, где на западе аномалии составляют около $220 \cdot 10^{-5}$ м/с², а на востоке (плато Сомали) — около $160 \cdot 10^{-5}$ м/с², а переход к рифтовой впадине сопровождается соответственно разными градиентами силы тяжести: $(3,5-4,5) \cdot 10^{-5}$ м·с⁻²/км на западе $(1,5-2,5) \cdot 10^{-5}$ м \times с⁻²/км на востоке. Учитывая общую связь между аномалиями Буге и мощностью коры [20], можно оценить перепад мощности коры на обе стороны от рифта: он достигает 15 км; близкое значение (10 км) получили Дж. Маркус и др. в 1972 г. Эфиопский рифт (зона Вонжи) выражается серией относительных максимумов, которые по мере приближения к Северному Афару переходят в абсолютные (депрессия Данакиль). Здесь ось максимумов силы тяжести совпадает с осевым вулканическим хребтом (хр. Эрт-Але).

К. Боун уже давно обратил внимание на связь ширины рифтовой зоны и знака аномалий Буге: достаточно широкая рифтовая впадина сопровождается положительной аномалией. Данная зависимость была интерпретирована как результат последовательного растяжения литосферы и внедрения основных пород; позднее это нашло подтверждение при сейсмических исследованиях земной коры.

Высокая тектоническая активность, сейсмичность и вулканизм создают впечатление, что материковые рифты должны сильно отклоняться от состояния изостатического равновесия. Однако изучение в этом плане оз. Байкал показало [37], что существенных аномалий не наблюдается. К такому же выводу пришли Е. В. Артюшков и М. Е. Артемьев в 1968 г., однако они допускают некоторое нарушение равновесия для Байкальской впадины. Есть два обстоятельства, объясняющие осторожный характер этих выводов. Первое относится к интерпретации изостатических аномалий, требующей правильного представления о распределении компенсирующих масс. Указанные выводы сделаны в предположении утонения коры под впадиной, что оказалось реальным фактом после проведения ГСЗ, но точность определения мощности коры невысока, погрешность составляет 5 км, что может иметь значение при расчетах. Второе обстоятельство, как предполагает Ю. А. Зорин

[37], связано с тем, что какая-то часть компенсационных масс относится к нижней части коры, плотность которой может быть увеличена в результате внедрения основных интрузий.

Высокая тектоническая активность и одновременно отсутствие существенных отклонений от изостазии — это противоречие кажущееся, ибо даже для платформенных областей, как показывает изучение гляциоизостатических движений, восстановление равновесия определяются временем порядка 10^4 лет. В условиях же тонкой коры и повышенного разогрева, характерных для материковых рифтов, скорость таких процессов может быть еще больше; таким образом, равновесие восстанавливается быстрее, чем нарушается.

В других материковых рифтах детальных исследований изостазии не проводилось, тем не менее выводы даже по одной рифтовой впадине представляются убедительными. Они могут быть проверены иным путем — по зависимости высоты рельефа и аномалий Буге от мощности земной коры. В работе [20] показано, что материковые рифты в этом отношении существенно отличаются от областей эпигеосинклинального и эпиплатформенного горообразования, поднятие которых компенсировано соответствующим утолщением земной коры. Представляется, что механизм компенсации в рифтовых зонах включает перемещение масс не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении и является более сложным процессом, чем образование корней гор в орогенных областях. В заключение необходимо отметить, что по общему характеру связи рельефа, аномалий Буге, мощности земной коры и по распределению гравитационных аномалий материковые рифты отличаются от орогенических областей.

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Роль геотермических исследований в последние годы в изучении геодинамики в целом и континентальных рифтов в особенностях неуклонно возрастает; увеличилось и число определений теплового потока [78]. Однако карты теплового потока имеются только для немногих областей, а достоверность проведенных изолиний вызывает естественные сомнения ввиду недостаточности и неравномерности распределения пунктов измерения.

Как уже обращалось внимание при анализе теплового режима срединно-океанических хребтов (гл. 5), существует большое число факторов, искажающих кондуктивную составляющую теплопереноса. В еще большей степени это относится к континентальным рифтам, литосфера которых более гетерогенна как по вертикали, так и особенно в латеральном направлении. Наше недостаточное знание изменения теплопроводности (по мере увеличения температуры для пород разного вещественного состава с учетом пористости и микротрешин) также вносит некоторый элемент неопределенности в результаты измерений. Это особенно касается изучения теплового режима областей с мощной толщей осадков — рифтовых впадин.

Таблица 21

Средние значения (A) и стандартные отклонения (S) величин теплового потока ($\text{мВт}\cdot\text{м}^{-2}$) в континентальных рифтовых зонах

Район	A	S	Плотность теплового потока		Число измерений	Источник
			Макс.	Мин.		
Байкальский рифт в целом	59,9	20,1	150,7	15,5	134	[34]
Оз. Байкал	80	54	450	19	316	[16]
Рейнский грабен	72,5*	18,5	139	55	64	K. Bram
Рифт Рио-Гранде	274,4	64,7	531	127	112	K. Cook et al.
Рифт Мертвого моря	48,98	24,7	87,9	18,8	12	Ben-Avraham et al.
Паннонский бассейн	95,3	19,7	131	61	76	[115]

* Среднее значение для ФРГ в целом.

В настоящее время наиболее детально изучено тепловое поле [161] рифта Рио-Гранде, провинции Хребтов и Бассейнов, Байкальского рифта и Паннонского бассейна; меньше данных по Рейнскому грабену и Аравийско-Африканскому рифтовому поясу.

Данные табл. 21 подтверждают уже известный факт интенсивного разогрева областей континентального рифтогенеза. Особенно высокие значения теплового потока характерны для рифта Рио-Гранде, выделяющегося среди других континентальных рифтов интенсивным новейшим и современным вулканизмом, который, вероятно, и может частично объяснить эту тепловую аномалию. Остальные рифтовые области имеют достаточно близкие значения величин теплового потока, однако экстремальные значения существенно различаются (ср., например, оз. Байкал и Паннонский бассейн).

Обсуждение средних значений теплового потока малопоказательно. Мы провели корреляционный анализ степени разогрева с высотными отметками (глубиной) пунктов измерения, который показал отличие рифта Рио-Гранде от всех других рифтов. Это различие заключается в том, что в рифтовой зоне Рио-Гранде не обнаруживается связи величин теплового потока с высотой, которая может служить показателем интенсивности тектонических деформаций. В других случаях такая корреляция оказалась значимой, что может служить косвенным подтверждением некоторой аномальности теплового режима рифта Рио-Гранде.

Однако только анализ карт теплового потока позволяет улавливать региональные закономерности. Такие карты составлены для

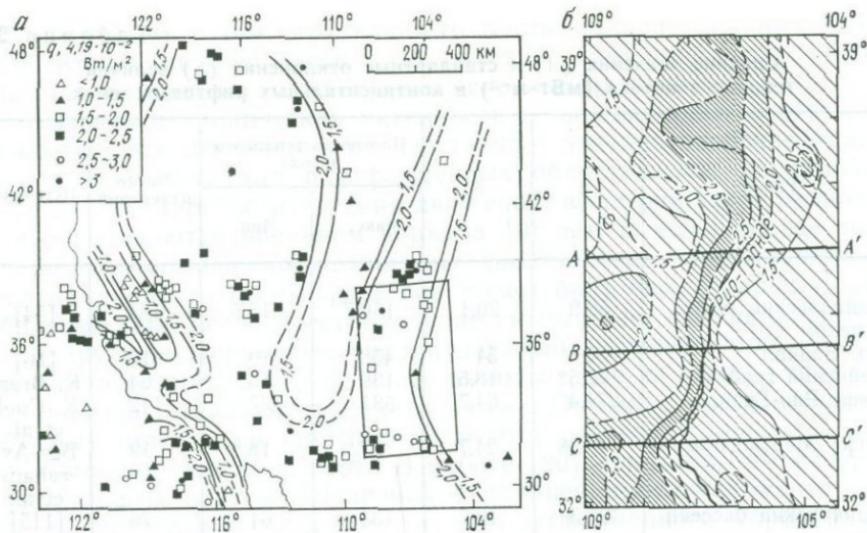


Рис. 55. Карты плотности теплового потока для рифтовой зоны Запада США (a) и рифта Рио-Гранде (b) (Reiter et al., 1975)

провинции Хребтов и Бассейнов и рифта Рио-Гранде (рис. 55), которые позволяют выявить замечательную особенность в распределении интенсивности разогрева этих областей, а именно его асимметрию, совпадающую с асимметрией рельефа и структуры рифтов.

Особый интерес представляют результаты комплексного анализа карт современной и новейшей активности, теплового потока и мощности земной коры, который был проведен для Паннонского бассейна и прилегающих территорий на основе тренд-анализа и факторного анализа всех переменных. Основной результат этих исследований заключается в том, что распределение величин теплового потока обнаруживает тесную корреляцию с новейшими и современными движениями земной коры и ее мощностью.

Было установлено, что высокий разогрев наблюдается в областях наибольших тектонических опусканий, где кора имеет минимальную мощность. Оценка температуры на границе Мохо указывает на существование аномально разогретой мантии (рис. 56); на глубине 50 км температура, согласно расчетам В. Чермака и Л. Бодри, достигает порядка 1250—1300 °С, что вполне достаточно для генерации базальтовых расплавов щелочного состава. Этап базальтоидного вулканизма в Паннонской впадине начался не ранее 10 млн. лет назад, а наиболее интенсивно проявился около 5 млн. лет назад, что, таким образом, датирует время установления аномального теплового режима. Данные по Байкальскому рифту и рифту Рио-Гранде дают близкое распределение температур с глубиной на основе построения термических моделей по тепло-

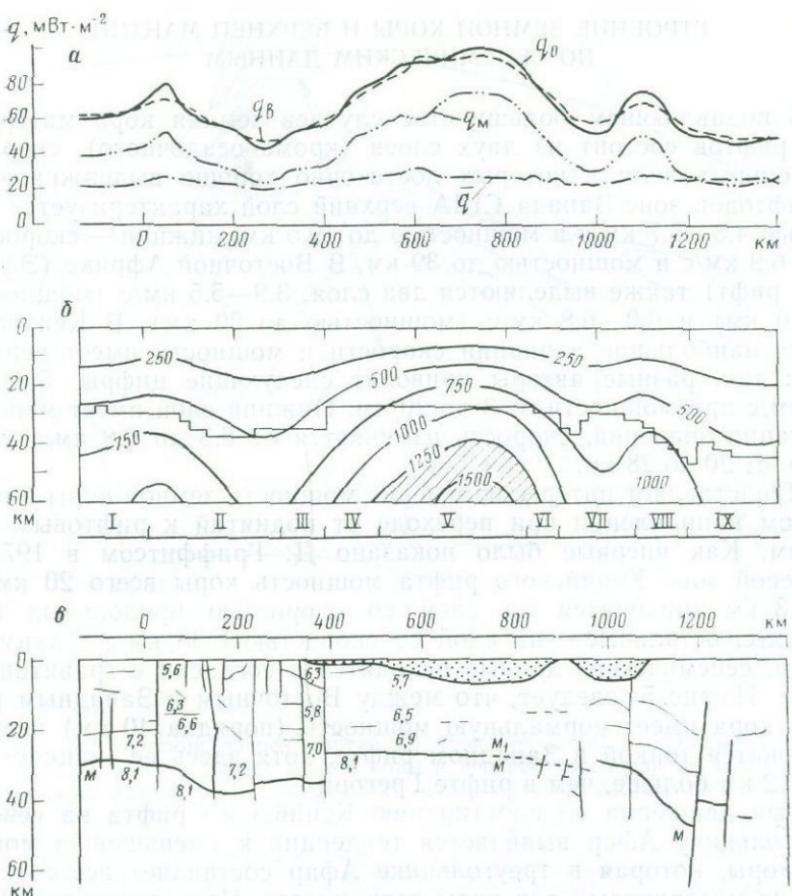


Рис. 56. Тепловой поток (*a*), распределение рассчитанных температур в литосфере (*б*) и сейсмический разрез (*в*) Паннонского бассейна и сопредельных территорий вдоль международного геотраверза EEGT-3 (по В. Чермаку и Л. Бодри).

q_0 — наблюденный поток, q_B — рассчитанный поток, q_M — мантийная составляющая, \bar{q} — коровая составляющая.

Римские цифры: I — Саксония, II — Богемский массив, III — Внешние Западные Карпаты, IV — Внутренние Западные Карпаты, V — Паннонский бассейн, VI — массив Апусени, VII — Трансильванская впадина, VIII — Восточные Карпаты, IX — Мизийская плита

вым потокам и результатам магнито-теллурического зондирования [48, 174].

В заключение необходимо подчеркнуть, что интерпретация теплового поля континентальных рифтов требует привлечения всего комплекса геолого-геофизических данных и, в первую очередь, материалов по глубинному сейсмическому зондированию и по петрологии вулканитов.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В подавляющем большинстве случаев земная кора материковых рифтов состоит из двух слоев (кроме осадочного), скорости продольных волн в которых достаточно хорошо выдерживаются. В рифтовой зоне Запада США верхний слой характеризуется скоростью 4,8—5,7 км/с и мощностью до 19,5 км, нижний — скоростью 6,0—6,9 км/с и мощностью до 39 км. В Восточной Африке (Эфиопский рифт) также выделяются два слоя: 3,9—5,5 км/с (мощностью до 10 км) и 6,0—6,8 км/с (мощностью до 20 км). В Кенийском рифте наибольшие вариации скорости и мощности имеет верхний слой; так, разные авторы приводят следующие цифры: 5,8; 6,0; 3,0 км/с при мощности от 3 до 20 км. Нижний слой имеет меньшие вариации значений, скорость изменяется от 6,3 до 6,8 км/с, мощность от 20 до 28 км.

Представляет интерес изменение мощности земной коры в попечном направлении при переходе от поднятий к рифтовым впадинам. Как впервые было показано Д. Гриффитом в 1972 г., в осевой зоне Кенийского рифта мощность коры всего 20 км, из них 3 км приходятся на слой со скоростью продольных волн 3,0 км/с, остальные — на слой со скоростью 6,38 км/с. Таким образом, сейсмические данные находятся в согласии с гравитационными. Из рис. 54 следует, что между Восточным и Западным рифтами кора имеет нормальную мощность (порядка 40 км) и снова становится тонкой в Западном рифте, хотя здесь ее мощность на 10—12 км больше, чем в рифте Грегори.

При движении по простиранию Кенийского рифта на север к треугольнику Афар выявляется тенденция к уменьшению мощности коры, которая в треугольнике Афар составляет всего 12 км, однако материковый тип коры сохраняется. Но в депрессии Данакиль под корой мощностью 5 км располагаются породы с плотностью 3,1 г/см³, которые можно относить к мантии. Сейсмическое зондирование Рейнского грабена выявило те же значения скоростей продольных волн и в целом сокращенный разрез земной коры (мощностью 22—25 км), но отличающийся одной особенностью: в пределах коры установлен промежуточный низкоскоростной слой (5,5 км/с) мощностью около 10 км, который предположительно связывается с аномальным распределением температуры. Возможно, на небольшой глубине существует зона повышенной электропроводимости, обусловливающая уменьшение скорости продольных волн. Появление такого проводящего слоя может быть обязано конвективному выносу тепла горячими высокоминерализованными водами, которые резко снижают электрическое сопротивление горных пород. Подобная ситуация предполагается и для Байкальского рифта.

Ниже базальтового слоя во всех рифтовых зонах вместо нормальных мантийных скоростей продольных волн 8,0—8,1 км/с наблюдаются скорости 7,3—7,7 км/с. На присутствие этого слоя впер-

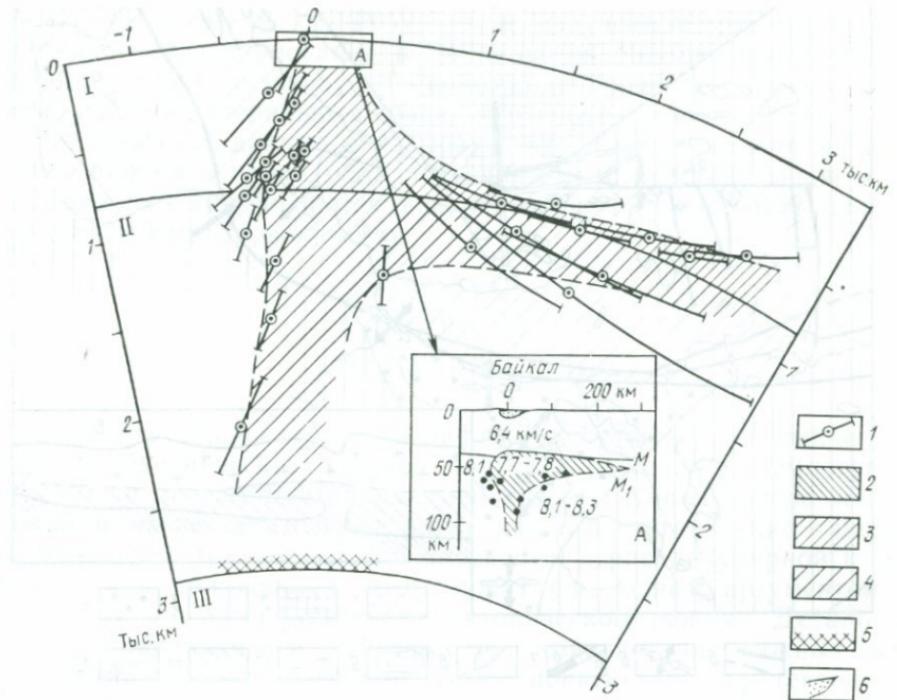


Рис. 57. Сейсмический разрез мантии по профилю Байкал — Южные Японские острова. На врезке — разрез земной коры и верхней части мантии через Южно-Байкальскую впадину, по данным ГСЗ, и сейсмологии местных землетрясений, по С. В. Крылову [11].

1 — проекция пересечения сейсмического луча с контуром аномальной мантии (длина отрезка лука равна удвоенной среднеквадратической погрешности за счет ошибки в аномалии времени); 2 — аномальный слой в верхах мантии; 3 — аномальная область мантии с дефицитом скорости 0,09 км/с; 4 — то же, с дефицитом 0,07 км/с; 5 — проекция аномального участка переходной зоны между мантией и ядром по Анзеллу; 6 — осадочные породы в Байкальской впадине. М — поверхность мантии; M_1 — подошва аномального слоя в верхах мантии. I — верхняя мантия; II — нижняя мантия; III — ядро Земли.

ые обратил внимание К. Кук, назвав его коромантиной смесью. В дальнейшем этот слой стали называть аномальной мантией, а затем распространение получил еще один термин — «рифтовая подушка» (rift pillow). Этот слой рассматривался первоначально как выступ астеносферы. В первых сейсмических работах по Рейнскому грабену сообщалось о положении его нижней границы, однако позднее было показано, что оснований для этого недостаточно [172].

Глубинное строение Байкальского рифта методом сейсмического зондирования стали изучать сравнительно недавно, но именно здесь благодаря площадному картированию верхней мантии были получены результаты, решившие проблему подошвы аномальной мантии [11, 66]. Оказалось, что аномальная мантия в южной части оз. Байкал имеет мощность 17 км, кровля и подошва ее располагаются соответственно на глубинах 38 и 55 км. Переход от слоя

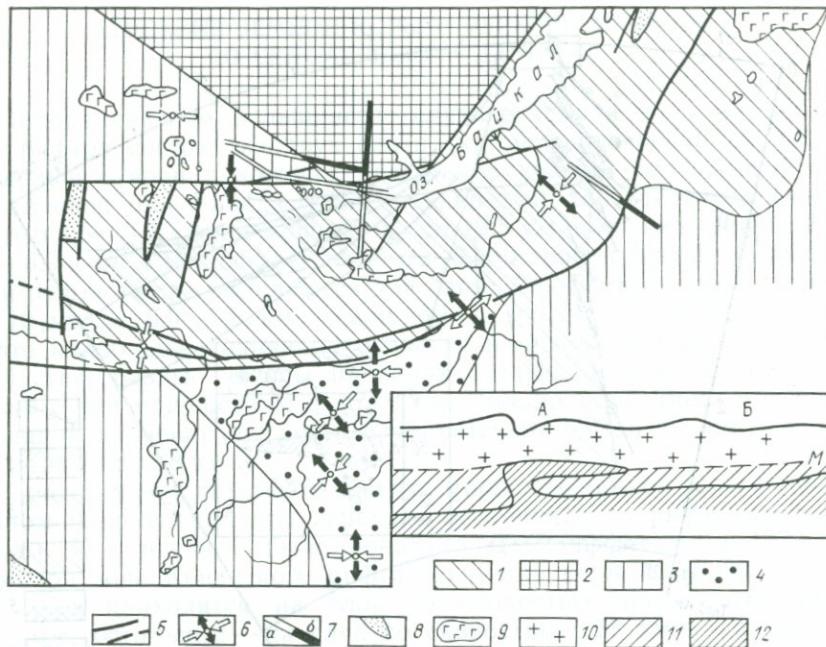


Рис. 58. Схема геодинамического районирования Байкало-Монгольского региона. На врезке — принципиальная схема положения аномальной мантии в Прибайкалье (А) и Монголии (Б) (вертикальный масштаб не соблюден).

1 — области рифтового режима; 2 — Сибирская платформа; 3 — области предрифтового режима; 4 — область, переходная от предрифтового режима к рифтовому; 5 — крупные разломы; 6 — фокальные механизмы землетрясений; 7 — профили глубинного сейсмического зондирования (а — мантия с нормальными скоростями сейсмических волн, б — мантия с пониженными скоростями сейсмических волн); 8 — области кайнозойского прогибания; 9 — ареалы распространения кайнозойского щелочно-базальтового вулканализма (генерализовано); 10 — земная кора; 11 — нормальная мантия; 12 — аномальная мантия.

со скоростями 7,7—7,8 км/с к нормальной мантии (8,1 км/с) происходит не плавно, а скачком; главный же результат заключается в том, что кровля астеносферы в этом же районе находится на глубине 100 км (!). Авторы работы делают вывод, что связь аномальной мантии с астеносферой осуществляется через канал между ними (рис. 57).

Дальнейшие исследования показали, что поперечный профиль аномальной мантии асимметричен. На северо-западной границе Байкальской рифтовой зоны происходит резкий подъем верхней кромки этого слоя, совпадающий с морфологической границей рифта. В сторону Забайкалья наблюдается плавное погружение, причем латеральная граница слоя аномальной мантии в этом направлении протягивается значительно дальше пояса высокой сейсмической активности. Кроме того, выяснено, что мощность аномальной мантии, как и глубина ее залегания, не остается постоянной. Так, на профиле Ленск—Хапчеранга толщина слоя составляет всего 7—8 км, а глубина до верхней и нижней границ соответствен-

но 42—43 и 48—49 км. Результаты, полученные при глубинном сейсмическом зондировании в Байкальской рифтовой зоне, имеют принципиальное значение для понимания процесса рифтогенеза и установления латеральных границ его проявления (рис. 58).

Приведенные данные показывают, что верхняя мантия материковых рифтов в целом обладает рядом особенностей, среди которых важнейшими являются низкие скорости продольных волн и высокая электропроводимость.

Глава 13. СЕЙСМИЧНОСТЬ

Сейсмичность материковых рифтов отличается от сейсмичности срединно-океанических хребтов большим рассеянием землетрясений, но по другим признакам (небольшая глубина очагов землетрясений, их незначительные магнитуды и растягивающие в целом напряжения в горизонтальной плоскости, перпендикулярной к оси рифта) они сближаются, что служит еще одним аргументом в пользу выделения рифтогенного тектонического режима. Детальное изучение сейсмичности рифтовых зон выявляет ряд важных особенностей, которые позволяют лучше понять характер тектонических процессов.

Распределение землетрясений (рис. 59) показывает, что эпицентры располагаются не только в рифтовых впадинах, но и за их пределами. Можно отметить несколько закономерностей. Первая (на которую для Восточной Африки впервые обратила внимание Н. Н. Костенко) заключается в приуроченности эпицентров к определенным направлениям, вторая относится к тенденции землетрясений группироваться в рои (БРЗ), которые тяготеют к зонам межвпадинных перемычек, участкам резкой смены простирации рифтогенных разломов, тройным соединениям (Афар). Важно отметить, что с такими зонами часто связаны изменения и магнитуды, и типа напряжений в очагах (массив Рувензори).

Мы уже обращали внимание на эволюционный ряд впадин (зарождающиеся — эмбриональные — зрелые), выведенный В. П. Солоненко на основе изучения сейсмичности. В этой связи следует указать, что по микросейсмическим данным рассмотренные рифтогенные разломы не являются зонами концентрации землетрясений. По данным К. В. Пшенникова, в юго-западной части Байкальского рифта линии концентрации землетрясений приурочены к осевым частям впадин, а в северо-восточной смешаются в сторону хребтов. Это свойство вместе со смещением сейсмической активности в Байкальской рифтовой зоне на северо-восточный фланг позволяет представить модель сейсмической активности во времени. В давно существующих рифтах сейсмическая активность имеет тенденцию концентрироваться в осевой части впадин (Тункинский рифт, возраст ~ 20 млн. лет), а в недавно возникших рифтах, еще

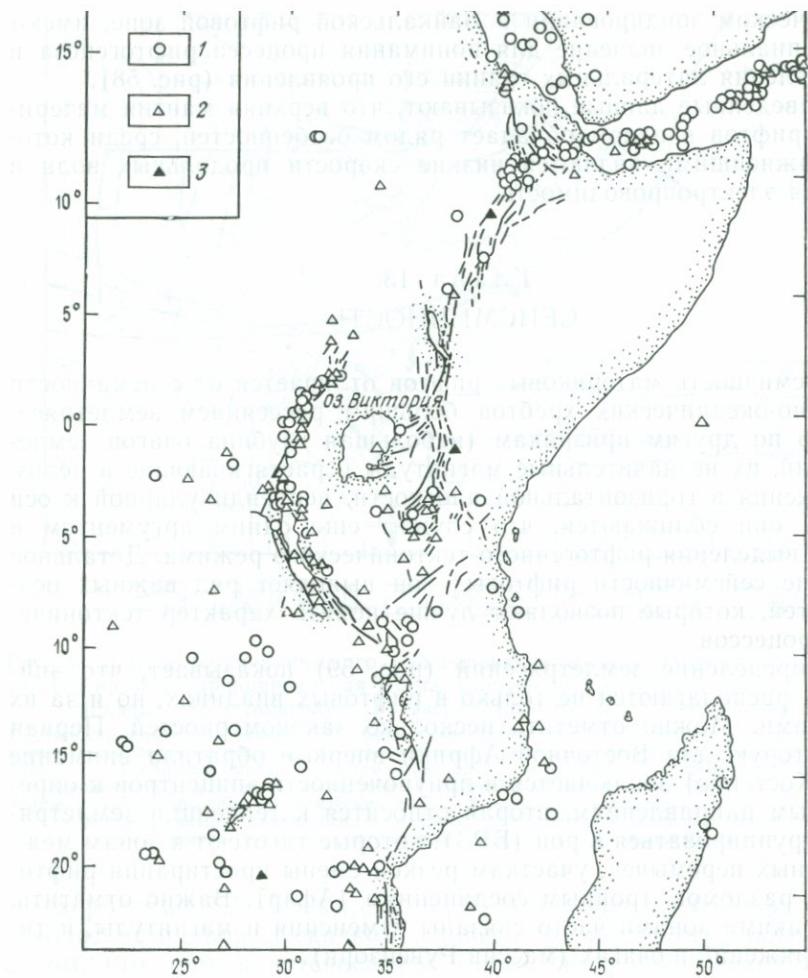


Рис. 59. Положение эпицентров землетрясений Восточно-Африканской зоны за 1960—1969 гг. (N. Maasha, P. Molnar, 1973).

Определенное: 1 — более точно; 2 — менее точно; 3 — сейсмостанции

продолжающих развиваться, землетрясения охватывают широкую область и происходят часто в пределах хребтов (Чарский возраст 1—2 млн. лет).

Сейсмичность Восточной Африки (см. рис. 59) имеет ряд особенностей. Во-первых, Восточный рифт менее активен, чем падный; возможно, большая часть деформаций происходит в результате землетрясений. Во-вторых, в Западном рифте сейсмически активными являются участки в районе озер Альберт, Киву и Ганьика; особой активностью отличается массив Рувензори.

данным Советской Восточно-Африканской экспедиции, большинство эпицентров приурочено к северной части массива, где они образуют фокальную зону, ориентированную поперек простирания рифта и падающую на северо-восток под углом 45° . По мнению Е. Е. Милановского, это связано с разрастанием к северу перемычки, в которую входят массив Рувензори и часть грабена Семлики. В этом процессе нетрудно заметить аналогию с Байкальской зоной. В Кенийском рифте высокая сейсмическая активность совпадает с районом широкого развития взрывных кратеров (мааров), где проявился четвертичный щелочной взрывной вулканизм, и с той частью рифта, где происходит его расщепление (южнее оз. Маньяра).

Наиболее важная особенность Восточной Африки заключается в том, что значительное число эпицентров в южной части территории не связано с выраженным в рельфе структурными формами. Дж. Файерхед и Р. Гёрдлер высказали предположение, что рифтовая система Восточной Африки продолжается значительно дальше на юг, чем это принято считать. На основе изучения слабых землетрясений они выделили две сейсмически активные ветви, из которых одна протягивается от оз. Мверу вдоль меридиана 26° в. д. до 24° ю. ш., а другая тянется к восточной материковой окраине Африки. Эти данные представляют интерес в связи с проблемой слепого окончания сейсмических поясов.

В Рейнском грабене (рис. 60) сейсмическая активность сосредоточена на флангах; следует отметить, что Гессенский грабен неактивен (по крайней мере, в течение последних 200 лет). Выделяются районы, где землетрясения группируются в рои: Базель, Страсбург, Карлсруэ, Кобленц, к западу от Ахена. Обращает на себя внимание вулканический массив Хегау, расположенный вне грабена, где отмечается много как слабых, так и сильных землетрясений.

Два отчетливо выраженных сейсмических пояса выделяются в рифтовой зоне Запада США (рис. 61). Один проходит по ее западной границе, разделяя провинцию Хребтов и Бассейнов и хр. Сьерра-Невада; другой совпадает с восточными границами плато Колорадо и провинции Хребтов и Бассейнов. Таким образом, провинция Хребтов и Бассейнов как бы зажата между двумя сейсмически активными поясами. Распределение эпицентров указывает на сравнительно небольшую ширину поясов, при этом в настоящее время наиболее активен западный. Он прослеживается от долины Оуэнс в Калифорнии в северо-северо-западном направлении практически непрерывно на расстояние 500 км. На севере, в районе мыса Мендосино, западный пояс эпицентров соединяется с сейсмической зоной поперечного разлома Мендосино, который служит связующим звеном между срединным хребтом Горда и материковым рифтом. Для восточного пояса фактических данных мало; можно предполагать, что он переходит в борозду Скалистых гор или соединяется с хр. Хуан-де-Фука.

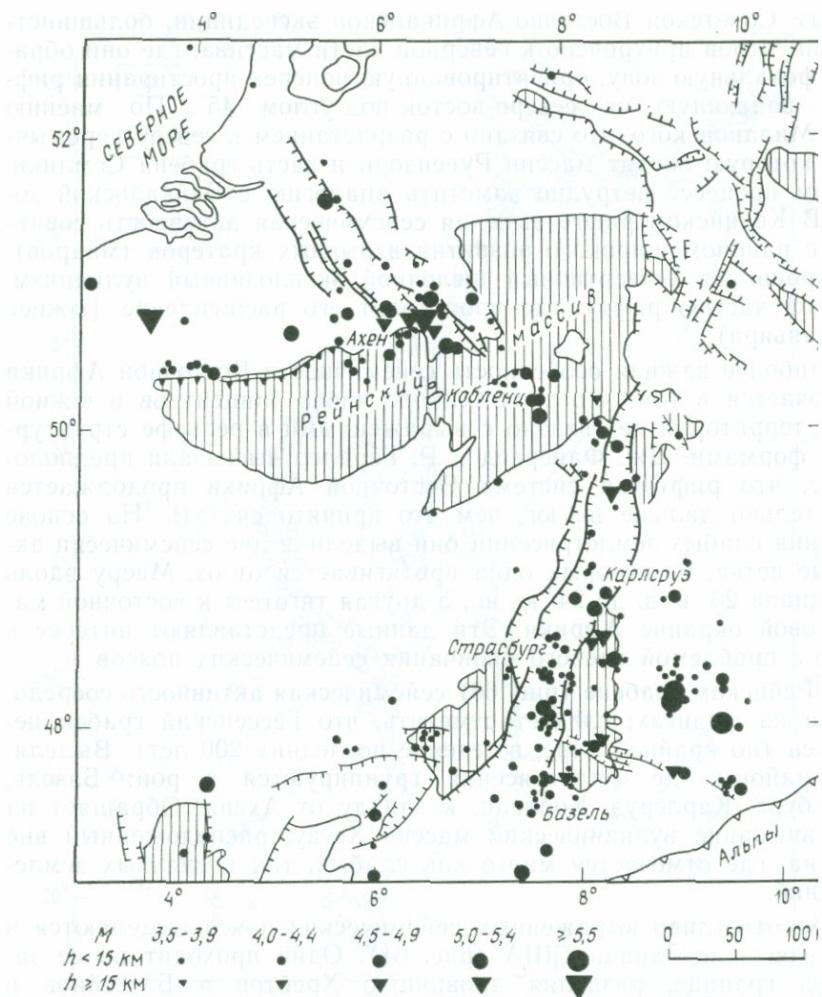


Рис. 60. Землетрясения Рейнского грабена за 1950—1967 гг. [89]
включая вооруженное обострение в 1960 году, показанное на карте в виде ярко-красной синоптической окраски соответствующего района.

Изучение сейсмичности Момского рифта хорошо иллюстрирует, как меняются представления о сейсмической активности то иной территории по мере сгущения сети станций.

Если в начале 50-х годов на Северо-Востоке выделялась 5-балльная зона, то после организации сети сейсмических ций в этом районе были получены существенно иные данные: 5-балльная зона в работах В. М. Кочеткова и И. А. Резника была переведена в 8-балльную. Однако сеть сейсмических ций все еще очень редка, поэтому установка временных ста-

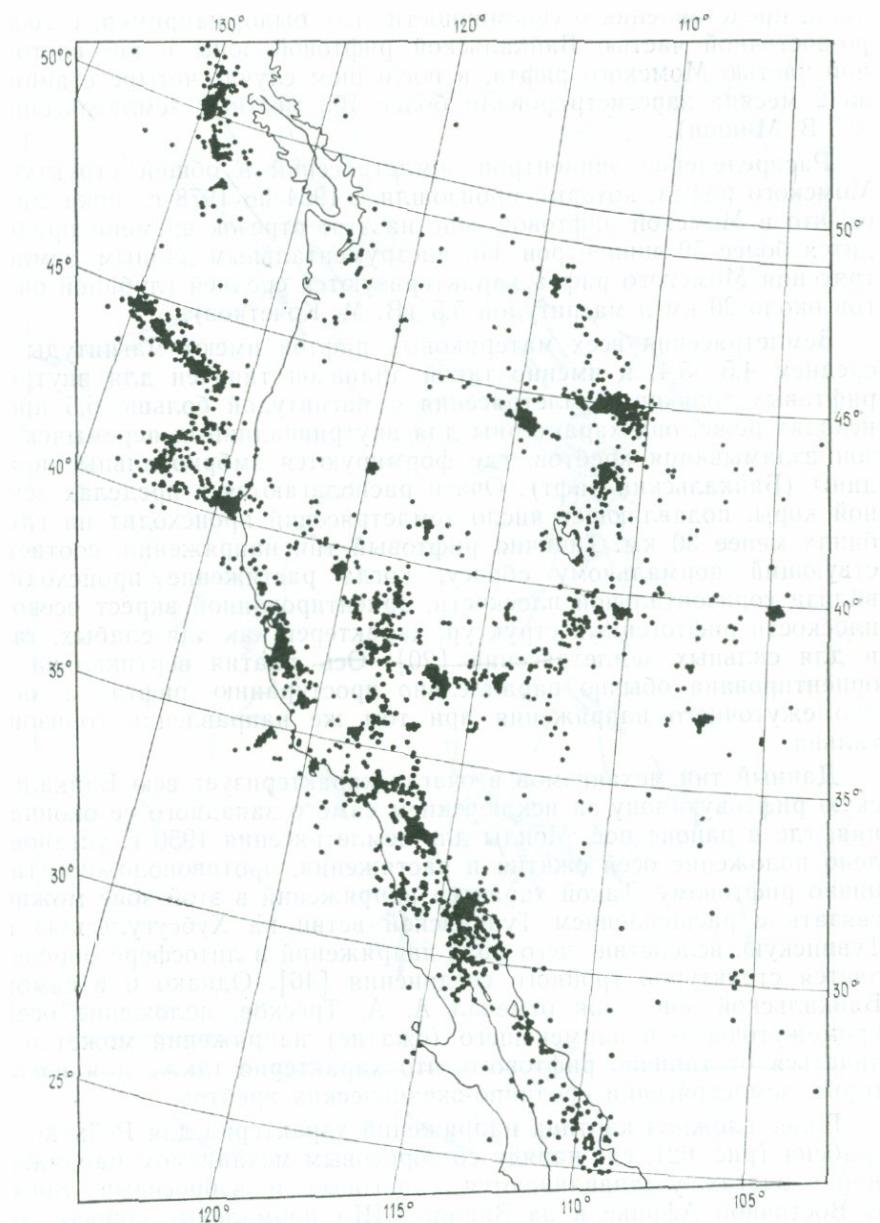


Рис. 61. Землетрясения рифтовой зоны Запада США (глубина очагов менее 60 км) (M. Sbar, L. Sykes, 1973)

непосредственно в рифтовой зоне может существенно изменить наши представления о сейсмичности. Так было, например, с северо-восточной частью Байкальской рифтовой зоны и юго-восточной частью Момского рифта, в последнем случае четыре станции за 2 месяца зарегистрировали более 100 местных землетрясений (С. В. Мишин).

Распределение эпицентров землетрясений в общей структуре Момского рифта, которые произошли с 1964 по 1978 г., показывает, что в Момской рифтовой зоне на этот отрезок времени приходится более 50 эпицентров. По инструментальным данным, землетрясения Момского рифта характеризуются средней глубиной очагов около 20 км и магнитудой 5,5 (В. М. Кочетков).

Землетрясения всех материковых рифтов имеют магнитуды в среднем 4,5—5,4, и именно такой диапазон типичен для внутририфтовых толчков. Землетрясения с магнитудой больше 6,5 происходят реже, они характерны для внутривпадинных перемычек и зон взламывания хребтов, где формируются эмбриональные впадины (Байкальский рифт). Очаги располагаются в пределах земной коры, подавляющее число землетрясений происходит на глубинах менее 30 км. Типично рифтовый тип напряжений, соответствующий нормальному сбросу, когда растяжение происходит вблизи горизонтальной плоскости, ориентированной вкрест осевой плоскости рифтогенных структур, характерен как для слабых, так и для сильных землетрясений [20]. Ось сжатия вертикальна и ориентирована обычно параллельно простианию рифта, а ось промежуточного напряжения при том же направлении горизонтальна.

Данный тип механизмов в очагах характеризует всю Байкальскую рифтовую зону за исключением самого западного ее окончания, где в районе пос. Монды для землетрясения 1950 г. установлено положение осей сжатия и растяжения, противоположное типично рифтовому. Такой характер напряжений в этой зоне можно связать с расщеплением Тункинской ветви на Хубсугульскую и Тувинскую, вследствие чего поле напряжений в литосфере определяется структурой тройного соединения [46]. Однако и в самой Байкальской зоне, как отмечал А. А. Тресков, положение осей промежуточного и наименьшего (сжатие) напряжений может отличаться от типично рифтового, что характерно также для некоторых землетрясений срединно-океанических хребтов.

Более сложная картина напряжений характерна для Рейнского грабена (рис. 62), где наряду со сбросовым механизмом напряжений в очагах устанавливаются сдвиговый и взбросовый типы. В Восточной Африке и на Западе США нормальные сбросы доминируют (рис. 63, 64), но отдельные зоны характеризуются сдвиговым типом напряжений. Из этого следует, что при анализе полей напряжений необходимо учитывать конкретную структурную обстановку, в которой происходит образование очага землетрясений.

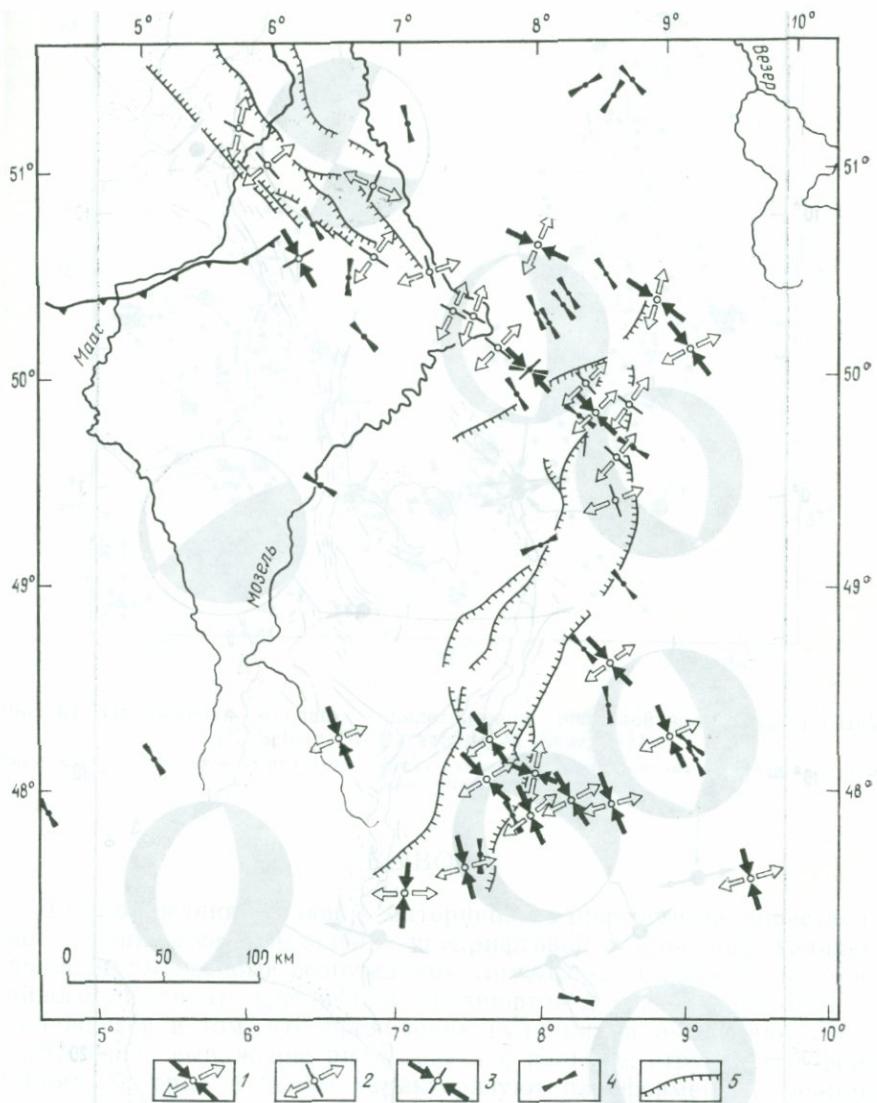


Рис. 62. Механизм очагов землетрясений за 1975—1982 гг. в Рейнском грабене и сопредельных районах Европы [172].

1 — сдвиг, 2 — сброс, 3 — надвиг, 4 — положение оси B_1 , по данным измерений напряжений *in situ*, 5 — разломы

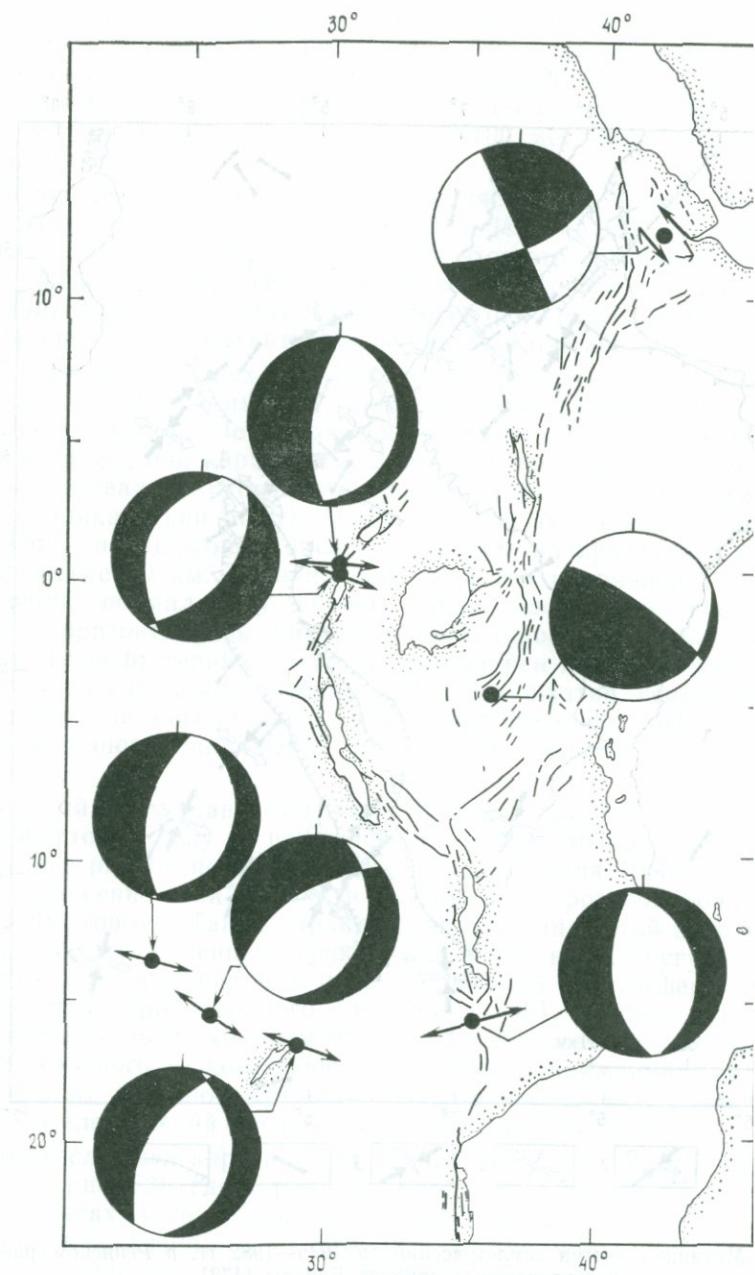


Рис. 63. Напряжения в очагах землетрясений Восточно-Африканской зоны (N. Maasha, P. Molnar, 1973) проекция на нижнюю полусферу, показано поле сжатия

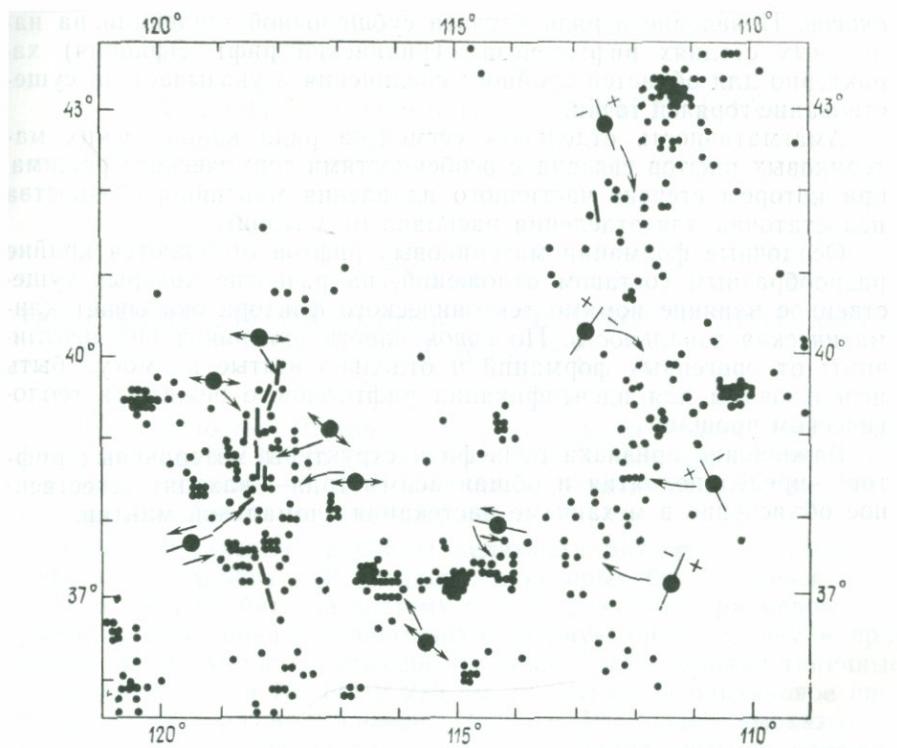


Рис. 64. Напряжения в очагах землетрясений рифтовой зоны Запада США
(C. Scholz, M. Barazangi, M. Sbar, 1971).

Знак «плюс» относится к поднятому крылу, «минус» — к опущенному при вертикальном смещителе

ВЫВОДЫ

Для понимания эволюции материкового рифтогенеза существенное значение имеет выделение предрифтовой стадии, отражающей начало термического возбуждения литосферы (зарождение мантийного диапира). Специфика предрифтовой стадии рифтогенеза заключается в том, что проявления вулканализма опережают соответствующее выражение рифтогенеза в рельфе, структуре и формациях, которые в целом характеризуют платформенный режим.

Общая эволюция вулканализма трещинных излияний имеет четко выраженный тренд от щелочного и ультращелочного типа до субщелочного и толентового как результат последовательного утонения литосферы. Состав первичных выплавок определяется, главным образом, давлением, т. е. глубиной залегания аномальной мантии. Формирование бимодальных дифференцированных серий связано с деятельностью вулканов центрального типа, развитие которых обусловлено длительным существованием промежуточных

очагов. Появление в ряде случаев субщелочной тенденции на начальных стадиях рифтогенеза (Тункинский рифт, Эфиопия) характерно для областей тройного соединения и указывает на существование горячей точки.

Амагматичность отдельных сегментов ряда кайнозойских материковых рифтов связана с особенностями термического режима, при котором степень частичного плавления мантийного вещества недостаточна для отделения расплава от матрицы.

Осадочные формации материковых рифтов отличаются крайне разнообразным составом отложений, на развитие которых существенное влияние помимо тектонического фактора оказывает климатическая зональность. По совокупности признаков они неотличимы от орогенных формаций и отдельно взятые не могут быть использованы для идентификации рифтогенного режима в геологическом прошлом.

Важнейшие признаки рельефа и структуры материковых рифтов — предел поднятия и общая асимметрия — находят естественное объяснение в механизме растекания аномальной мантии.

Часть III. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РИФТОГЕНЕЗА

Глава 14.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕЛИМОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И РИФТОГЕНЕЗ

Под делимостью (fragmentation) литосферы понимается способность литосферы Земли раскалываться на блоки под действием тех или иных напряжений. В таком смысле термин «делимость» не несет никакого генетического содержания.

Сама постановка проблемы делимости литосферы восходит к работам У. Хоббса и Р. Зондера, в которых было отмечено, что земная кора разбита на систему блоков различных размеров, стороны которых обнаруживают закономерную ориентировку в пространстве. У. Хоббс на примере Востока США приводил типичные размеры блоков в 70, 135 и 225 км, указывая на одинаковое простижение трещин и разломов. Позднее Р. Зондер высказывает мысль о существовании для всей Земли одинаковых по ориентировке систем трещин, названных регматической сеткой. Начиная с 40-х годов отчетливо выделяются два различных подхода к объяснению ориентировки трещин и разрывных нарушений.

Сторонники первого направления считают, что ориентировка трещин и разломов во всех случаях должна быть одинаковой, и связывают ее с планетарными причинами (чаще всего привлекается для объяснения ротационная гипотеза). При этом они, однако, расходятся в том, какое же число систем трещин существует, и выделяют от двух до восьми направлений. Последователи второго направления объясняют закономерности ориентировки трещин чисто тектоническими причинами — системой скальвающих напряжений, действующих в обстановке сжатия либо растяжения литосферы.

При оценке двух альтернативных гипотез следует иметь в виду следующие соображения:

1) оставляя в стороне вопрос о том, как «планетарными» причинами можно объяснить разное число систем, на существовании которых настаивают их сторонники, и каков в действительности этот механизм, необходимо обратить внимание на то, каким образом в условиях больших перемещений и разворотов материковых блоков эти направления могут сохраняться одинаковыми. Совершенно очевидно, что после образования трещин и разломов не

Таблица 22

Системы трещин в породах осадочного чехла Русской плиты ($N=4500$)

Возраст пород	Системы трещин	
	I	II
Кембрийский	319° (48 %)	49° (52 %)
Ордовикский	312° (40 %)	48° (60 %)
Силурийский*	327° (58 %)	47° (22 %)
Девонский	319° (78 %)	48° (22 %)
Каменноугольный	321° (57 %)	43° (43 %)
Пермский	319° (62 %)	59° (38 %)
Меловой	329° (63 %)	67° (37 %)
Четвертичный	324° (51 %)	42° (49 %)

Таблица составлена по данным Е. Н. Азбукиной, Р. И. Баевой, А. Ф. Грачёва (1966 г.), а также Р. А. Борисовой, Г. Д. Селиванова, Е. Н. Пермякова и С. С. Шульца.

* Для пород этого возраста отмечено существование третьего направления — 273°.

только отдельные блоки материковой коры претерпели те или иные перемещения, но двигались и сами материки;

2) привлекая тектонический фактор для объяснения ориентировки трещин, приходится удивляться, каким образом в породах разного возраста, нередко разделенных угловыми несогласиями, могут выдерживаться одни и те же направления трещин. В качестве примера можно привести факт совпадения основных направлений трещин во всех породах Русской плиты (табл. 22).

В основе традиционного объяснения тектонического происхождения трещин лежат теоретические соображения и экспериментальные исследования, показывающие, что формирование трещин (в условиях как растяжения, так и сжатия) происходит вдоль поверхностей скальвания, определяемых касательными напряжениями. Однако даже исследователи, полностью разделяющие такую точку зрения, отмечают существенное разногласие теории с практикой. Л. У. де Ситтер провел с этой целью специальное изучение трещиноватости одной хорошо обнаженной антиклинали, в результате которого пришел к заключению, что простые соотношения между трещинами и напряжением не могут быть установлены.

В чем причина подобных несоответствий, число которых столь велико, что они становятся некоторым образом правилом? Как пишет Л. У. де Ситтер, характер деформаций горной породы под действием тектонических напряжений определяется двумя факторами, именно: 1) ее анизотропией и 2) ее упругим или пластическим состоянием. Из этого справедливого заключения для нас важен первый фактор — анизотропия, являющийся ключом для понимания упомянутых расхождений теории с практикой.

Теоретические построения и экспериментальные данные совершенно справедливы для изотропных материалов, а в природе лю-

бая осадочная порода в течение литогенеза и любая магматическая порода во время затвердевания расплава приобретает анизотропию, обусловленную системой литогенетических трещин в осадочных породах и разнообразных по морфологии трещин отдельности в магматических породах.

Автор полностью согласен с заключением Ж. Гогеля, который в 1969 г. писал, что попытки использовать направления трещиноватости для выявления тектонических напряжений кажутся преждевременными. Сказанное никоим образом не отрицает образования собственно тектонических трещин в процессе складкообразования. Автор только хотел подчеркнуть влияние первичной анизотропии на ориентировку возникающих в процессе тектонических деформаций трещин.

В основу данной главы положены многолетние (1964—1984 гг.) систематические исследования трещин и разрывных нарушений в породах различного возраста и вещественного состава, проведенных в Карелии, на Русской плите, в Туве, Восточных Саянах, Прибайкалье, Становом нагорье, Северо-Востоке СССР, на Малом Кавказе, а также на Урале, в Крыму. В процессе этих исследований была замерена ориентировка более 120 000 трещин, обработанных по единой методике, что делает результаты сравнимыми.

Мы обсудим главные проблемы делимости литосферы Земли, которые сводятся к трем закономерностям: 1) ее полигональности, 2) преобладанию дискретного распределения длин сторон полигонов и 3) их закономерной ориентировке в пределах отдельных блоков литосферы. Дешифрирование космических снимков Луны, Земли, Марса, Меркурия и Европы (спутника Юпитера) дало материалы для сравнительного анализа делимости литосферы планетных тел.

В процессе образования трещин и разрывов твердая оболочка Земли и других планет под действием тех или иных сил раскалывается на блоки разного размера, в результате чего образуется полигональная структура. Независимо от числа сторон в отдельных блоках литосферы или в отдельных выходах горных пород полигоны образуют системы разного порядка таким образом, что они оказываются как бы вложенными друг в друга. Полигональная структура характерна как для разломов, имеющих длину в сотни километров, так и для трещин, вплоть до микроскопических размеров в первые микрометры.

Выделяются два типа полигонов: а) примерно равновеликие 5- или 6-угольные и б) квадратные, ромбовидные или прямоугольные, имеющие 4 стороны. Каждый тип характеризуется своими законами распределения. Главное различие между ними заключается в том, что полигоны типа (а) имеют тенденцию образовывать тройное соединение с пересечением под углом 120°, что типично как для континентальных, так и для океанических рифтов и, вероятно, является одной из главных особенностей их сочленения.

Большой интерес представляет вопрос, существует ли какая-либо закономерность в распределении их размеров, что можно вы-

яснить, замеряя длины трещин в горных породах (в шлифах под микроскопом и в обнажениях) или длины разломов на аэрокосмических снимках или геологических картах.

Поиски закономерностей в распределении длин трещин и разломов в земной коре предпринимались неоднократно, начиная с работ У. Хоббса. Ряд исследователей обращал внимание на существование характерных величин длин трещин и разломов, однако другие считали это следствием недостаточного количества измерений, полагая, что при большем числе замеров дискретность исчезнет. М. А. Садовский привел доказательства дискретного распределения характерных размеров горных пород, назвав это явление естественной кусковатостью вещества.

В основу нашей работы положены результаты замеров длин трещин в породах разного вещественного состава и линеаментов различных районов Земли, Луны, Марса, Меркурия, а также данные контрольного опыта по разрушению стекла (одноактное дробление). Цель работы состояла в проверке предположения, что совокупность размеров трещин (разломов) представляет последовательный ряд областей, подчиняющихся закону нормального распределения; центры областей связаны геометрической прогрессией

$$\mu_{i+1} = \alpha \mu_i,$$

где величина α не зависит от объекта и близка к значению 1,4*.

Исходная статистика представлена ранжированным рядом замеров длин трещин и разломов объекта (x_i) с соответствующими частотами (y_i). x_i определяется усреднением по ряду замеров длин отрезков прямой, аппроксимирующих трещину.

Методы решения подобных задач основываются обычно на построении гистограмм, когда исходная статистика преобразуется путем суммирования частот y_i для всех $x_i \in (x - \Delta/2, x + \Delta/2)$, либо $\in (x - \Delta, x)$. В полученных гистограммах находят максимумы, используют доверительные интервалы, и центры максимумов принимают за оценку центров пиков μ_i . Естественно, что предельная точность таких оценок ограничена уже не исходной статистикой, а шагом Δ , но эта граница реально недостижима: положение пика зависит от используемого шага, что приводит к смещенным оценкам. Кроме того, критерии выбора шага отсутствуют; выбор Δ по всей совокупности, фактически представляющей ряд распределения с различной плотностью, некорректен, а оценка шага для отдельных распределений сводится к угадыванию, так как их дисперсия неизвестна; введение же критериев типа $\sigma = f(x)$ неправомерно. Обычно используется шаг

$$\Delta_0 = (\underline{x}_{\max} - \underline{x}_{\min}) / 5 \lg \sum y_i.$$

Гистограмма, построенная по исходным данным (рис. 65, а), существенно меняется при использовании шага Δ_0 (рис. 65, б); в результате подобных операций может быть потерян полезный сигнал и возникнуть ложный.

Но наиболее существенный недостаток этого метода состоит в том, что невозможно оценить точность определения центра пика, т. е. определить вес каждого измерения, без чего становится бессмысленной оценка α по всей вы-

* Впервые этот вывод сделан в докладе автора «Делимость литосферы и ее значение для изучения сейсмической анизотропии» (май 1982 г., г. Сузdalь, I Международный симпозиум по изучению сейсмической анизотропии).

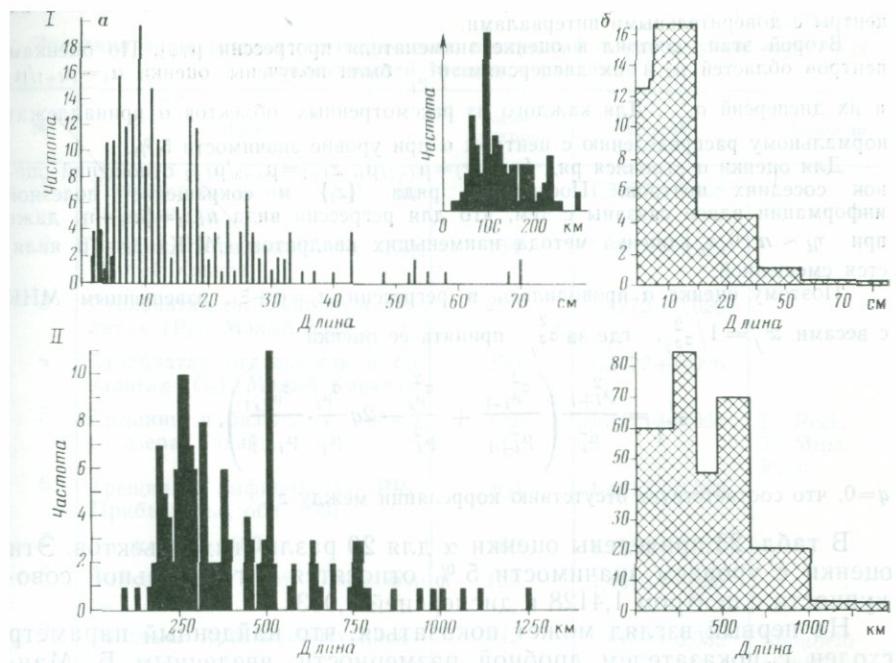


Рис. 65. Гистограммы длин трещин в амфиболитах нижнего протерозоя Приольхонья (I) и разломов в районе Красного моря (II). На врезке показано распределение линеементов штата Пенсильвания по Д. Голду, где дискретность объясняется малым количеством замеров.

борке. Принятый нами метод, разработанный И. Л. Лапушонок, был ориентирован на достижение максимальной точности оценки α .

На первом этапе определялись границы областей в пределах выборки. Для фильтрации случайной ошибки исходная выборка суммировалась с переменным шагом $h_K = Kh_0$, $h_0 = \min(x_i - x_{i-1})$, $K=2, 3, \dots$, и после каждого суммирования проверялась возможность выделения двух пиков, разделенных на интервал τ ($\tau \geq 3$) и принадлежащих различным областям. Определялись первоначальные границы областей, и каждая область проверялась на удовлетворительность подчинения закону нормального распределения по критерию χ^2 . Положение границы разделения областей уточнялось из условия

$$\begin{cases} \chi^2_{x_i}(1) \rightarrow \min \\ \chi^2_{x_{i+1}}(2) \rightarrow \chi^2_{\text{ нач.}} \end{cases}$$

Если получить удовлетворительное разделение не удается, шаг суммирования увеличивается.

Когда граница двух областей найдена, то она принимается за новое «начало»: h_0 пересчитывается по всем точкам выборки, кроме вошедших в отдельношуюся область, и вышеописанной процедурой ищется следующая граница разделения областей. Когда две соседние области выделены, по критерию Стьюдента проверяется их разделение. Если оно неудовлетворительно, начинаем процедуру сначала, увеличив шаг суммирования. Процесс продолжается до тех пор, пока вся выборка не будет разделена на ряд нормальных распределений,

отделяющихся друг от друга. На рис. 65, б показаны выделенные области и их центры с доверительными интервалами.

Второй этап состоял в оценке знаменателя прогрессии μ_{i+1} . По оценкам центров областей μ_i и их дисперсиям $\sigma_{\mu_i}^2$ были получены оценки $\alpha_i = \mu_{i+1}/\mu_i$ и их дисперсий $\sigma_{\alpha_i}^2$. Для каждого из рассмотренных объектов α принадлежат нормальному распределению с центром α при уровне значимости 5 %.

Для оценки α строился ряд $\{z_j\}$: $z_j = \mu_{i+1}/\mu_i$, $z_{j+1} = \mu_{i+2}/\mu_{i+1}$ относений оценок соседних центров. Построения ряда $\{z_j\}$ и сокращение полезной информации вдвое связаны с тем, что для регрессии вида $\mu_{i+1} = \beta\mu_i + \eta_i$ даже при $\eta_i \sim n(0, \sigma_\eta^2)$ оценка метода наименьших квадратов (МНК) для β является смещенной.

Поэтому оценка α проводилась в регрессии $z_j = \alpha + \xi_j$, взвешенным МНК с весами $w_j = 1/\sigma_{z_j}^2$, где за $\sigma_{z_j}^2$ принята ее оценка

$$\sigma_{z_j}^2 = \frac{\mu_{i+1}^2}{\mu_i^2} \left(\frac{\sigma_{\mu_{i+1}}^2}{\mu_{i+1}^2} + \frac{\sigma_{\mu_i}^2}{\mu_i^2} - 2q \frac{\sigma_{\mu_i}}{\mu_i} \cdot \frac{\sigma_{\mu_{i+1}}}{\mu_{i+1}} \right),$$

$q=0$, что соответствует отсутствию корреляции между z_j .

В табл. 23 приведены оценки α для 20 различных объектов. Эти оценки с уровнем значимости 5 % относятся к генеральной совокупности с центром 1,4128 и дисперсией 0,003.

На первый взгляд может показаться, что найденный параметр сходен с показателем дробной размерности, введенным Б. Мандельбротом в 1977 г., но при принятом определении длины такое сравнение неправомерно. Введение показателя дробной размерности было бы полезным при исследовании длины одной трещины с различной степенью точности, совокупной длины всех трещин объекта или количества трещин на единицу площади при различном увеличении; тогда показатель Мандельброта являлся бы характеристикой конкретного предмета исследования либо единичной трещины, либо всей совокупности трещин. Здесь длина понимается как физическая, а не математическая категория и исследуется распределение трещин по длинам, поэтому интерес представляет не показатель, определяющий всю совокупность в целом, а закономерности распределения внутри этой совокупности. Проведенные расчеты показали, что параметр α является общим для всех исследованных объектов, и его можно считать «параметром разрушения» — коэффициентом, характеризующим дискретность распределения размеров разрушений и не зависящим от природы конкретного объекта.

В этой связи возникает вопрос, нет ли подобной фрагментарности в породах верхней мантии? Понятно, что прямое изучение мантии Земли невозможно, поэтому представление о составе и состоянии вещества ниже границы Мохо можно получить, исследуя ультраосновные ксенолиты в базальтоидах. Большая часть таких ксенолитов (шпинелевых или гранатовых лерцолитов), выносимых расплавом с глубин от 40 до 100 км, обнаруживает признаки деформаций, указывающие на наличие в верхней мантии напряже-

Таблица 23

Значения знаменателей геометрических прогрессий и максимумов изученных совокупностей трещин и разломов

№	Объект	Число замеров	Оценка	Источник
1	Трещины во флише (K_1), Малый Кавказ	279	$1,3627 + 0,048$	
2	Трещины в радиоляритах (K_2), Малый Кавказ	154	$1,4832 + 0,110$	
3	Столбчатая отдельность в риолитах (P_2), Малый Кавказ	200	$1,4272 + 0,020$	
4	Столбчатая отдельность в базальтах (O_3), Малый Кавказ	250	$1,5022 + 0,096$	
5	Трещины в базальтах лавового озера, Гавайи	127	$1,3473 + 0,088$	D. Peck, T. Mina- kami
6	Трещины в амфиболитах (PR_1) Прибайкалье, обн. 1001	260	$1,4313 + 0,068$	
7	То же, обн. 1004	185	$1,4155 + 0,070$	
8	Байкальский рифт (линеаменты)	130	$1,4419 + 0,086$	
9	Разломы Аравийско-Нубийского щита	142	$1,4189 + 0,032$	Shoubeld et al.
10	Глубинные разломы на территории СССР	453	$1,4099 + 0,033$	A. A. Смыслов
11	Трансформные разломы дна океанов	180	$1,4924 + 0,098$	
12	Луна, линеаменты района Моря Облаков, Моря Дождей, Кратера Коперник	183	$1,3209 + 0,085$	Проблемы геологии Луны
13	Луна, линеаменты горного массива Аппенины	121	$1,4149 + 0,011$	—»—
14	Луна, линеаменты цирков Теофил и Птолемей	120	$1,3830 + 0,098$	—»—
15	Марс, линеаменты Лабиринта Ночи, поднятия Элизий и гор Эолида	126	$1,4020 + 0,055$	M. T. Whitney
16	Меркурий, линеаменты Моря Жажды	228	$1,3260 + 0,058$	Mariner, X Mission, 1975 г.
17	Европа, спутник Юпитера (линеаменты)	215	$1,4010 + 0,110$	[169]
18	Размеры (радиусы) спутников планет	59	$1,4864 + 0,283$	[4]
19	Сталь марки 25Х2НМФА: вязкое чашечное разрушение	65	$1,433 + 0,294$	
20	Трещины в стекле (контрольный опыт)	246	$1,3560 + 0,054$	

Примечание. 1—4, 6—8, 19, 20 — данные автора.

ний порядка 30—70 МПа, реже более 100 МПа (Mercier, Coisy, Nicolas). Несомненный интерес поэтому представляло также выяснение наличия дискретности в распределении длин размеров ксенолитов, подобной той, которая характерна для трещин и разломов верхних частей литосферы.

С этой целью было проведено измерение максимальных и минимальных размеров (около 3600 замеров) эллипсовидных в поперечном срезе шпинелевых лерцолитов из базальтов миоценового вулкана Тумбусун-Дулга (хр. Хамар-Дабан, юго-западная часть Байкальского рифта) [25]. Обработка исходных данных проводилась по описанной выше методике. Оказалось, что гистограммы, построенные по первичным данным, и области распределений, выделенные по принятой методике, практически идентичны для максимальных и минимальных размеров ксенолитов. В обоих случаях оценки α также близки: $\alpha_{\max} = 1,412 \pm 0,03$ и $\alpha_{\min} = 1,428 \pm 0,02$. Отношение максимальных и минимальных размеров ксенолитов для всей совокупности замеров оказалось также близким к полученным значениям α ($1,51 \pm 0,06$), и этот результат представляется столь же важным, как и выявленная дискретность размеров ксенолитов, ибо измерения проводились в случайных поперечных срезах.

Следующий этап работы заключался в микроскопическом изучении структур ксенолитов (было проанализировано 55 шлифов). Оказалось, что большинство ксенолитов характеризуется порфиро-кластическими структурами, которые наряду с полосками сброса (kink bands) в оливинах и развитием субзерен обычно рассматриваются в качестве доказательства пластической деформации. Для наших целей больший интерес представляло изучение границ между зернами оливина, которые в недеформированных породах ультраосновного состава обычно образуют полигоны с характерными тройными соединениями (triple junction), где угол между границами зерен близок к 120° . В изученных шлифах таких границ очень мало, и обычно наблюдается изломанный, зигзагообразный характер границ, связанный с развитием субзерен, который и был выбран для детального изучения (измерялись длины отдельных изломов при увеличении 17 и 100). Обработка данных по той же методике показала, что и в этом случае устанавливается дискретное распределение длин изломов зерен оливина с параметром разрушения, близким к приведенным выше значениям ($1,408 \pm 0,06$). Это дает основание рассматривать изученные границы зерен как трещины скальвания, нарушившие первичную грубозернистую структуру, реликты которой во всех шлифах наблюдаются.

Дальнейшее изучение размеров ультраосновных ксенолитов как в различных рифтовых зонах, так и в пределах отдельной взятой области даст возможность выявить закономерности вариаций средних размеров ксенолитов. Это может послужить независимым критерием для выяснения реологии мантии областей континентального рифтогенеза.

Известно, что положение в плане как материковых, так и океанических рифтовых зон подчиняется тем или иным направлениям. Этот факт получал разное объяснение. Так, S-образную форму Байкальской рифтовой зоны некоторые исследователи связывают с движением Сибирской платформы к югу; для Рейнского грабена предлагалась ротационная гипотеза, для африканских рифтов — идея конвекционных ячеек. Такого рода объяснения являются умозрительными и не обоснованы фактическим материалом. Мы предлагаем иной подход, основанный на комплексном изучении трещиноватости горных пород, слагающих как фундамент рифтовых зон, так и чехол молодых синрифтогенных образований, рифтогенных разломов, линеаментов древних и современных сейсмодислокаций.

В Байкальской рифтовой зоне, где трещиноватость изучалась в Чарском и Тункинском рифтах [18, 19, 20], породы разного возраста и вещественного состава имеют близкую ориентировку трещин (табл. 24), в Момском рифте наблюдается аналогичная закономерность (табл. 25). При этом надо подчеркнуть, что направления трещин в породах разновозрастных комплексов сохраняются и не зависят ни от длительности перерыва, разделяющего комплексы, ни от состава пород. Так, протерозойские граниты хр. Удокан и перекрывающие их среднечетвертичные базальты имеют ориентировку трещин, различающуюся всего на 2—3°.

В других материковых рифтовых зонах подобных детальных работ не проводилось, однако, судя по имеющимся в литературе сведениям, предопределенность простирания рифтогенных разломов, которые в свою очередь задают особенности планового положения рифтовых зон, является общей закономерностью, присущей как современным, так и древним рифтовым зонам. Уже отмечалось, что в Восточно-Африканской рифтовой зоне постоянство многих основных направлений на протяжении всего постархейского этапа является характерной чертой развития. Господствующими направлениями трещин, разрывных нарушений и линеаментов являются северо-западное и северо-восточное, которое в ряде районов (например, в Северной Танзании) образуют своеобразный рисунок, напоминающий, по словам Е. Е. Милановского, клетки шахматной доски. Аналогичная картина простираания линеаментов наблюдается в треугольнике Афар [20], где также доминируют северо-восточное и северо-западное направления, ортогональная же система разрывов развита слабее.

Установлено, что дайки, разломы и трещины в Исландии подчиняются одним и тем же направлениям. С. Тораринсон отмечает [20], что угол между простиранием трещин (около 120°) в пределах срединного грабена Исландии соответствует углу между трещинами отдельности в базальтах. Последний факт хорошо соглашается с нашими данными по трещиноватости базальтов Байкальского рифта [19]. Р. Маас подчеркивает развитие разломов Рейнского грабена по уже существовавшим системам трещин в фундаменте. Аналогичная закономерность характерна и для древних

Направление трещиноватости горных пород в Чарском и Тункинском рифтах

Породы, район	Число измерений	Системы трещин	
		I	II
Чарский рифт			
Граниты раннего протерозоя			
Хр. Удокан	224	304° (55 %)	36° (45 %)
Хребты Удокан и Кодар	324	306 (60)	43 (40)
Хр. Кодар			
Метаморфические породы удоканской серии раннего протерозоя	130	284 (51)	20 (49)
Осадочные отложения средней-поздней юры	183	291 (59)	31 (41)
Базальты хр. Удокан			
Среднечетвертичные	640	308 (52)	38 (48)
Позднечетвертичные	250	290 (40)	330 (25)
Рифтогенные разломы	100	310	42
Тункинский рифт			
Граниты и мраморизированные известняки раннего протерозоя Тункинского хр.			
Вертикальные трещины	274	316° (40 %)	21° (40 %)
Наклонные трещины	700		
Базальты Тункинской впадины			
Миоценовые	1100	311 (32 %)	5° (27 %)
Плиоцен-четвертичные	250	285 (21)	352 (48)
Еловского отрога			
Хр. Хамар-Дабан			
Граниты раннего протерозоя	1000	344 (33)	27 (21)
Базальты миоцена	3000	346 (21)	14 (7)
Ориентировка лейст плагиоклаза в базальте	100	330 (35)	11 (27)
Трещины усыхания в глинах, залегающих на базальтах	1000	343 (27)	19 (21)
Линеаменты	150	338 (50)	29 (15)

Таблица 25

Направления трещиноватости горных пород в Момском рифте

Породы, район	Число измерений	Системы трещин			
		I		II	
		Прости- рание	Падение	Прости- рание	Падение
Момский хребет					
Осадочные породы поздней юры					
Хр. Андрей-Тас	680	314°	74°	40°	82°
Р. Балаганах	150	325	84	60	40
Р. Матара-Эселях	175	312	80	60	86
Р. Эйемю	200	320	86	67	50
Вулканогенные породы поздней юры, р. Эйемю					
Диабазы	100	345		275	
Туфы	150	305		40	
Осадочные породы плиоцена, хр. Андрей-Тас	425	322	70	38	82
Четвертичные базальты вулкана Балаган-Тас	200	305		345 45 (III)	
Хребет Черского					
Липариты поздней юры — раннего мела, Буордахский субвулканический массив	1500	0°	80°	270°	84°
Осадочные породы поздней юры, р. Кобди	250	350	82	80	60

рифтовых зон, например авлакогенов Русской плиты. Нарушения образуют здесь два четко выраженных направления северо-восточного и северо-западного простириания, совпадающих с ориентировкой трещин в фундаменте (см. табл. 22). Таким образом, если заложение рифтовой зоны осуществляется процессами в верхней мантии, то закономерности ее планового рисунка определяются анизотропией фундамента, обусловленной дорифтовой анизотропией литеосферы [18, 19].

Пространственное положение срединно-океанических хребтов также подчиняется определенным закономерностям. Изгибы Срединно-Атлантического и Срединно-Арктического хребтов повторяют очертания соседних с ними материков, но для срединных хребтов Индийского и Тихого океанов это не характерно, тем не менее во всех случаях простириание хребтов не остается постоянным.

На карте линеаментов срединного хребта Северной Атлантики (рис. 66), составленной на основе детальных батиметрических карт, розы-диаграммы дают два диагональных луча близких направлений, которые в целом соответствуют ориентировке разломов и трещин, развитых в Северной Америке и Западной Европе. Сле-

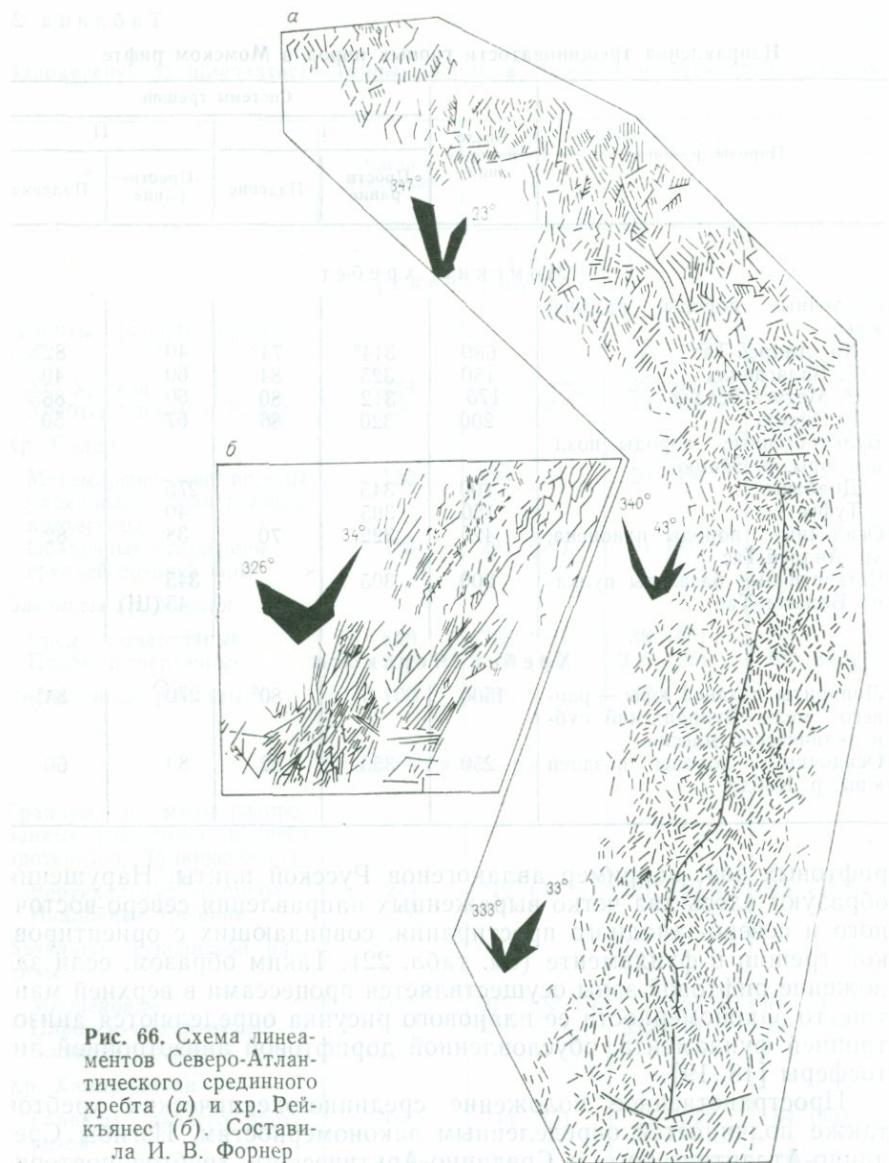


Рис. 66. Схема линеаментов Северо-Атлантического срединного хребта (а) и хр. Рейкьянес (б). Составлено И. В. Форнером

дует обратить внимание на тот факт, что восточно-западное направление, которое при рассмотрении обзорных карт кажется характерным для зон поперечных разломов, в действительности отсутствует и простирации хребтов и поперечных разломов образуют два ортогональных луча.

Закономерности пространственного положения срединных хребтов объяснялись по-разному. Согласно одной из гипотез, смещение

осевого рифта связано с силой Кориолиса; это, казалось бы, объясняет, почему Срединно-Атлантический хребет в Северном полушарии отклоняется по часовой стрелке, а в Южном — против. Однако, как можно видеть, на тектонической карте Евразийского бассейна (см. рис. 43) смещение по разломам происходит в разные стороны от оси хребта: как по часовой стрелке, так и против; кроме того, амплитуда смещения не зависит от широты, как это должно было наблюдаться при влиянии силы Кориолиса.

Другая гипотеза была предложена Дж. О Брайоном и др. (O'Byrne et al.), которые выводят пространственное положение срединных хребтов и трансформных разломов из самого механизма разрастания, полагая, что ортогональность хребтов и поперечных разломов закладывается в астеносфере или в основании литосферы в виде зигзагообразного центра разрастания, а затем находит отражение в структуре и рельфе дна океана. Однако экспериментальные данные показывают, что если поперечные разломы связаны с растяжением земной коры (и их положение не определено «заранее»), то они не перпендикулярны к оси растяжения (угол обычно равен 45°).

Изучение линеаментов Срединно-Атлантического хребта показало, что они подчиняются устойчивым направлениям, которые близки к известным для материков Северной Америки и Европы. История Калифорнийского залива также подтверждает, что современные трансформные разломы развиваются по уже существующей системе нарушений [20]. В переходной зоне между западным окончанием срединного хр. Шеба и треугольником Афар, где по аэромагнитным данным предполагается развитие океанической коры, эмбриональные оси разрастания наследуют северо-западное (данакильское или красноморское) простиранье; предполагаемый же трансформный разлом подчиняется ориентировке Эфиопского рифта (зона Вонжи), хотя у оз. Ассаль это направление выражено слабо из-за развития новообразованных трещин и разрывов.

С нашей точки зрения, смещение оси срединно-океанических хребтов не связано с трансформными разломами; мы считаем, что в процессе рифтогенеза дивергентная граница литосферных плит, превращаясь в конструктивную, наследует первичную сетку планетарной трещиноватости, повторяя эшелонированное расположение системы материковых рифтовых впадин. Поскольку движение плит литосферы происходит относительно полюса раскрытия, то, учитывая приведенные выше заключения, можно определить угол поворота плит путем сравнения ориентировки трещин (или линеаментов) на обеих платах, ибо в первоначальном положении (до начала раздвижения) для них были характерны одни и те же системы трещин. Мы приходим, таким образом, к более общему выводу, что очертания дивергентных плит литосферы предопределены анизотропией дорифтового фундамента.

Большой интерес представляют данные по сейсмодислокациям. Сравнение ориентировки трещин с простиранием палеосейсмодислокаций Байкальской рифтовой зоны (Чарский и Тункинский риф-

ты) показало хорошее их совпадение. Пониманию причин подобной связи помогает изучение сейсмодислокаций, возникающих при современных землетрясениях. Сейсмогенные трещины в коренных породах не образуют новых направлений, а наследуют уже существующие. Примечательно, что сейсмогенные трещины и рвы, возникающие даже в почвенном покрове, также имеют ориентировку, совпадающую с направлениями трещин в коренных породах [20]. Из этого может быть сделан только один вывод: первичная сетка трещиноватости контролирует возникающее поле напряжений в земной коре, которые затем реализуются с образованием закономерно ориентированных дислокаций.

В этом отношении интересны данные об ориентировке напряжений в очагах землетрясений рифтовых зон. Растигающие и сжимающие напряжения в Байкальском рифте укладываются в два взаимно перпендикулярных направления: 317 и 42° (Л. А. Мишарина, В. П. Солоненко), которые достаточно хорошо совпадают с ориентировкой систем трещин и рифтогенных разломов (см. табл. 25). Измерение напряжений в горных породах Замбии, выполненное Н. Хастом, показало, что главные горизонтальные напряжения имеют ориентировку СЗ 307° и СВ 37° на глубине 160 м, СЗ 310° и СВ 40° на глубине 400 м. Эти направления отвечают простираниям двух систем трещин, которым в свою очередь подчиняется ориентировка разломов Восточно-Африканской рифтовой зоны.

Таким образом, изучение ориентировки трещин в горных породах разного возраста и вещественного состава показывает, что в геологическом разрезе снизу вверх независимо от того, имеются ли перерывы в осадконакоплении или излияния лав (а также независимо от характера этих перерывов — стратиграфическое или угловое несогласие), трещины сохраняют свое направление. Это приводит к заключению о существовании какого-то механизма, который обеспечивает передачу анизотропии снизу вверх. Другими словами, задача заключается в том, чтобы выяснить влияние анизотропии субстрата, на котором происходит процесс литификации (превращение осадка в породу) или солидификации (превращение расплава в породу).

Анализ ориентировки трещин усыхания в глинах и граней столбчатой отдельности в базальтах, проведенный на большом статистическом материале, показал практически полную идентичность их преобладающих основных направлений с теми, которые существуют в подстилающих породах (сравним табл. 24 и 26).

Охлаждение потоков лав на поверхности Земли или магматических расплавов на некоторой глубине происходит в поле термоупругих напряжений, действующих в плоскости, перпендикулярной к фронту затвердевания. Направления этих напряжений определяются формой изложницы, в которую изливается расплав, или положением стенок рамы, в которой заключен магматический расплав. Последнее подтверждается натурными наблюдениями за остывающим лавовым озером и экспериментами автора по затвер-

Таблица 26

**Направления трещин в полигональных грунтах и субстрате Малого Кавказа
(р. Воротан, с. Эйвазлар)**

Характеристика трещин	Системы трещин			N
	I	II	III	
Столбчатая отдельность в базальтах акеринской свиты плиоцен-четвертичного возраста	327° (14 %)	14° (37 %)	86° (49 %)	200
Трещины усыхания в глинах, залегающих на базальтах	320° (29 %)	14° (42 %)	87° (29 %)	200

деванию искусственных материалов в изложницах разной конфигурации.

В случае осадочных пород образование трещин является следствием напряжений, возникающих за счет уменьшения объема осадка при его дегидратации. Е. В. Артюшков в 1964 г. показал, что распределение в плане образующихся в такой ситуации деформаций и направление граней зачаточных конвективных ячеек определяется начальными неоднородностями границ раздела между осадком и субстратом.

Таким образом, первичная трещиноватость осадочных и магматических горных пород имеет закономерную ориентировку, предопределенную анизотропией субстрата.

При изучении сильно деформированных осадочных и магматических горных пород весьма трудно различать первичные и вторичные трещины и оценить роль первичной анизотропии, в понятие которой входит также и закономерное расположение минералов или частиц, образующих породу. Приведенные данные о наличии системы устойчивых простираций трещин в геологическом разрезе подчеркивают роль первичной анизотропии во всей последующей структурной истории горной породы, и этот факт должен учитываться при структурном анализе складчатых толщ. Следует обратить внимание на работу И. П. Гамкелидзе, который подчеркивает на примере одного из районов Кавказа, что направление трещин скальвания определяется уже существовавшей до складчатости сеткой трещин.

Итак, мы приходим к заключению, что в горных породах не существует планетарных трещин с одними и теми же направлениями. Эти направления от места к месту меняются, что, возможно, связано с движениями отдельных блоков литосферы, но в пределах самих блоков они остаются неизменными с момента их образования. Ориентировка самых первых трещин на поверхности Земли (в древнейших породах), естественно, должна объясняться первич-

ной анизотропией литосфера планеты, возникшей на самых ранних стадиях ее развития.

Охарактеризованные закономерности делимости литосферы позволяют понять ряд явлений, связанных с землетрясениями (дискретность величин подвижек по разломам, ориентированное прохождение упругих волн при сейсмических толчках, закономерности распределения сейсмодислокаций в плане и т. д.). Они также должны учитываться при анализе анизотропии скоростей упругих волн в литосфере, в том числе и океанической, которая (как и материковая) характеризуется выдержаными направлениями разрывных нарушений. Хорошо известный факт зависимости скорости поверхностных сейсмических волн от азимута прохождения волн (азимутальная анизотропия) может объясняться существованием устойчивых простираций трещин и разрывов в литосфере Земли.

Глава 15.

РИФТОГЕНЕЗ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ

Впервые идея о существовании рифтового тектонического режима не только в течение всего фанерозоя, но и в докембрии была высказана в 1969 г. [26]. С появлением тектоники плит в начале 70-х годов неоднократно предпринимались попытки использовать актуалистические модели для расшифровки ранней истории Земли. В основном дискутировался вопрос о геодинамической природе гранит-зеленокаменных поясов [в дальнейшем для краткости мы будем использовать термин «зеленокаменный пояс» (ЗП)], и поэтому интересно проследить, хотя бы очень кратко, как менялись представления об их природе, начиная с 60-х годов.

1965 г.—Г. И. Каляев дает первую правильную трактовку общей структуры Украинского щита и объясняет его развитие с позиции геосинклинальной теории.

1968 г.—К. Анхуссер сравнивает нижнюю часть разреза Барбертонского ЗП с оphiолитами, а среднюю и верхнюю части с флишем и молассой и делает вывод, что этот пояс—типичная геосинклиналь. В 1969 г. выходят три его статьи, где раннедокембрейские геосинклинали рассматриваются как узкие троги на океанической коре.

1969 г.—монография М. и Р. Вильюнов, в которой Барбертонский пояс отнесен к типичным складчатым зонам фанерозойского типа.

1972 г.—выходит серия статей сотрудников Ламонтской геологической обсерватории [170]—появляется тектоника плит.

1973—1980 гг.—большое число публикаций, в которых «агрессивные плита-тектонисты» (выражение Р. Харгрейва) [173] на-

чали выделять зоны субдукции для раннего докембия. Важно отметить, что в основе таких построений лежали главным образом геохимические данные, а именно: составы вулканитов верхних частей разрезов ЗП относились к известково-щелочной серии, и это давало основание выделять островные дуги.

1981 г. — появляется сборник статей [172], показавший неоднозначность мобилистических интерпретаций, предложенных для объяснения развития ЗП. Основные доводы против субдукции заключались в следующем: 1) палеомагнитные данные не подтвердили предположения о горизонтальных перемещениях, 2) нижние части разрезов ЗП не имеют ничего общего с офиолитами и 3) андезиты не характерны для разрезов вулканогенных пород ЗП.

Начиная с 1970 г. в серии работ [27, 28, 80, 131, 133, 134, 159 и др.] были приведены доказательства в пользу рифтогенной природы ЗП раннего докембия, а в статье [23] рассмотрены геодинамические аспекты данной проблемы. Другие исследователи [40], принимая рифтогенное происхождение ЗП, считают гранит-зеленокаменные области в целом аналогом складчатой области с выделением орогенной стадии и скучивания земной коры.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ АРХЕЙСКИХ И РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Небольшое число изохронных определений возраста пород, слагающих ЗП, не позволяет достаточно уверенно определять продолжительность их развития; имеющиеся данные дают возможность оценить длительность формирования ЗП от 50 до 200 млн. лет (включая стадию роста гранито-гнейсовых куполов).

В развитии ЗП намечаются три крупных этапа: 3,8—3,0, 3,0—2,6 и 2,6—2,0 млрд. лет. Принимая некоторую условность этапов как общих для всего архея и раннего протерозоя, нельзя не отметить их сходство с исторически выделяемыми хронометрическими рубежами для ранней истории Земли [83].

Терминологические аспекты, связанные с понятием ЗП, были обсуждены во «Введении»; здесь мы отметим лишь, что этот термин может применяться только к структурам, отвечающим единой геодинамической системе собственно зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов. Исчезновение последних начиная с рубежа 1,8—2,0 млрд. лет, как будет показано ниже, означает принципиальное изменение характера геодинамического режима при переходе от раннедокембийского рифтогенеза к рифтогенезу фанерозойского типа [28].

Самостоятельную проблему составляет природа первичной протокоры, на которой закладывались древнейшие ЗП. До недавнего времени возраст самых древних пород (осадочно-вулканогенный комплекс Исуа в Гренландии) считался 3,7—3,8 млрд. лет [173], однако гнейсы Амитсок, вмещающие породы Исуа, в свою очередь содержат ксенолиты амфиболитов, по составу отвечающие абиссальным толеитам.

В этой связи большой интерес представляет первая находка обломочных цирконов в архейских метакварцитах Западной Австралии, возраст которых по U-Pb-методу определен в 4,1—4,2 млрд. лет [125]. Эта находка позволяет предполагать реальность существования протокоры с возрастом более 4 млрд. лет, уцелевшей после этапа интенсивного импактного воздействия около 3,9 млрд. лет тому назад. Таким образом, сокращается временной разрыв между аккрецией Земли и началом геологической стадии развития с 800 до 400—500 млн. лет.

Если не придавать исключительной роли интенсивной бомбардировке Земли в интервале 3,9—4,0 млрд. лет, с которой многие исследователи связывают образование нескольких десятков «океанических» бассейнов размером до 1000 км [196], то идея первичного магматического океана, возникшего вслед за аккрецией Земли, по аналогии с ранними этапами развития Луны, Марса, Меркурия [4,175 и др.] представляется более вероятной и отвечающей современному состоянию знаний [196]. На базитовой коре этого океана и закладывались древнейшие гранит-зеленокаменные пояса Земли.

Рассматривая развитие ЗП во времени, можно увидеть определенную направленность их эволюции, которая заключается в том, что при общем принципиальном сходстве ЗП всех трех выделенных выше этапов архейские и раннепротерозойские пояса отличаются рядом признаков, связанных с последовательным наращиванием объема континентальной коры, в чем и состоит, как мы увидим в дальнейшем, сущность процесса рифтогенеза в раннем докембреи в целом.

Учитывая большое число работ, посвященных описанию отдельных ЗП на разных континентах, мы подробнее остановимся на структурно-геологической характеристике Барбертонского пояса, в сравнении с которым проследим развитие ЗП во времени на некоторых примерах. Следует отметить, что в изучении ЗП в последнее десятилетие существенных успехов добились советские геологи, среди которых выделяются С. Б. Лобач-Жученко, Г. И. Каляев, В. В. и В. С. Куликовых, В. И. Робонен, С. И. Рыбаков, А. А. Сиворонов и В. С. Федоровский, хотя единства взглядов на происхождение и развитие ЗП среди них нет.

Архейский этап (около 3,8—3,7 млрд. лет)

Монографическое описание Барбертонского пояса в 1969 г. М. и Р. Вильюнами вызвало большой интерес среди широкого круга геологов. К настоящему времени различным аспектам его строения и развития посвящено значительное число публикаций [173 и др.]. Это обстоятельство позволяет рассматривать Барбертонский пояс как тектонотип ЗП.

Этот пояс, расположенный в пределах щита Каапвал в Южной Африке, детально закартирован. Породы Барбертонского пояса относятся к системе Свазиленд и подразделяются на нижнюю вул-

каногенную серию Онвервахт и перекрывающие ее преимущественно осадочные и вулканогенно-осадочные образования серии Фиг-Три и Модис суммарной мощностью 21 км (рис. 67). При ширине в плане 15—30 км все эти толщи протягиваются в длину на 120 км; естественно, что приведенные размеры отражают не истинные соотношения длины и ширины пояса, а сохранившиеся после денудационного среза.

Серия (группа) Онвервахт представлена лавами ультраосновного и основного состава, роль которых в строении разреза меняется: в нижней части преобладают ультраосновные лавы, а выше по разрезу (формация Комати) доминируют основные лавы. Хорошо развиты пирокластические образования, а осадочные породы, преимущественно кремнистые (*cherts*), имеют подчиненное значение. Выше согласно залегают породы серии Фиг-Три, в нижней части состоящие из граувакк, сланцев и кремнистых пород, а в верхней — из туфов и туффитов. Разрез завершается образованием серии Модис, залегающей с размывом на подстилающих породах серии Фиг-Три. В составе верхней серии присутствуют конгломераты, кварциты и сланцы с отдельными горизонтами джеспилитов и лав, участвующих в строении трех циклов (M. Viljoen, R. Viljoen) (рис. 68).

Существенные особенности вулканитов серии Онвервахт: 1) изливание лав в водных условиях (пиллоу-лавы) с образованием скелетной структуры спинифекс, что дало основание M. и R. Вильюнам выделить особый тип базальтов — базальтовые коматиты вместе с лавами ультраосновного состава — перидотитовыми коматитами, 2) ритмичное строение вулканогенной толщи (лавы — пирокласты, иногда с прослойями кремнистых пород).

Особенности состава серии Фиг-Три, ритмичность ее строения и такие седиментационные признаки, как градационная и конволютная слоистость, знаки ряби, следы течения, все это свидетельствует об ее образовании в глубоководных условиях при активном участии мутьевых потоков.

Разрез серии Модис начинается с базальных конгломератов, в которых присутствуют валуны и галька разного состава, включая обломки гранитов и полевых шпатов. Характерная черта — цикличность осадконакопления, хорошо изученная в разрезе синклинали Юрика, где выделяются три цикла. Каждый цикл начинается с кварцитов и заканчивается глинистыми сланцами. Косая слоистость и знаки ряби, широко развитые в кварцитах, а трещины усыхания — в сланцах, свидетельствуют о мелководной обстановке осадконакопления.

Описанные формации Барбертонского пояса образуют синклиналь, шарнир которой воздымается в северо-восточном направлении (см. рис. 68). Характерная особенность общей структуры пояса заключается, как отмечают M. и R. Вильюны, в широком развитии синклиналей второго порядка при полном отсутствии разделяющих их антиклиналей, что вместе с отсутствием кливажа, уплощенности указывает на то, что сжатие не играло никакой роли.

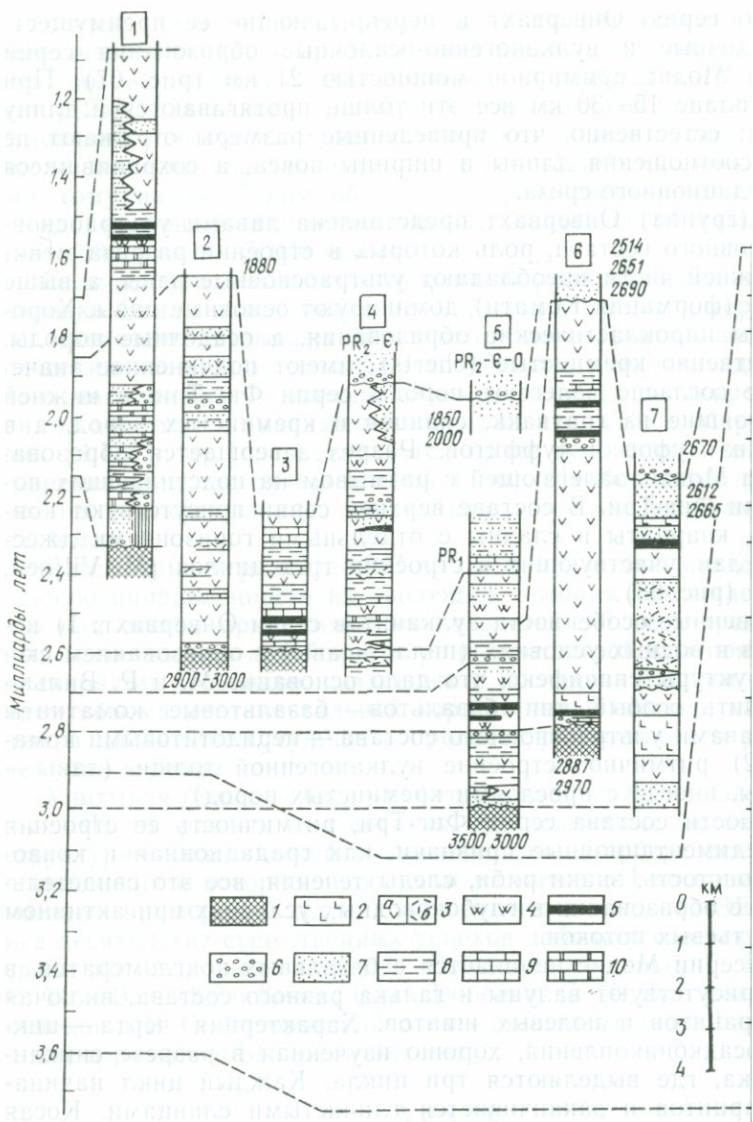


Рис. 67. Схема, иллюстрирующая стратиграфию и возраст некоторых зеленокаменных поясов [27].

1 — фундамент (гранулитовые и гнейсовые комплексы, тоналиты); 2 — лавы ного состава; 3 — лавы и пирокластические образования основного (a) и ср (б) состава; 4 — кварциты, кремнистые породы; 5 — железистые кварциты кремнистые породы (железорудная формация); 6 — конгломераты; 7 — п алевролиты, графитистые сланцы, слюдистые сланцы; 8 — известняки и каль морры; 9 — доломиты и доломитовые мраморы.

Схематизированные стратиграфические колонки составлены по данным: 1 — верная Америка, 2 — Печенга, Кольский полуостров; 3 — Приольхонье, Зап. Кале; 4 — Олокит-Синры, Северо-Байкальское нагорье; 5 — хребты Кодар и Мо-Витимская горная страна; 6 — Бельингве, Южная Африка; 7 — Изакаби Австралия; 8 — Барбертон, Южная Африка. Цифры возраста (млн. лет): 1 — 1880 (основные и ультраосновные породы, прорывающие печенгскую серию

кой роли в формировании структуры пояса. Образование вторичных синклиналей, усложняющих общую структуру прогиба, связывается с более поздними разломами (sagging faults), при движении вдоль которых происходило изгибание слоев. Интенсивные деформации (кливаж, линейность, сплющивание и т. д.) наблюдаются только вблизи гранито-гнейсовых куполов [95].

Породы Барбертонского пояса подверглись только региональному зеленосланцевому метаморфизму, однако осадочные породы внутренней части не несут признаков даже самой низкой ступени метаморфизма; только для вулканитов группы Онвервахт отмечается метаморфизм фации зеленых сланцев (M. Viljoen, R. Viljoen). По последним данным Р. Харта и М. де Вита, а также С. Гоффмана [196], метаморфические породы (по вулканитам) Барбертонского пояса неотличимы от гидротермально измененных толеитов современных срединно-океанических хребтов; время гидротермального изменения по K-Ar изохроне оценивается в 3,3 млрд. лет.

При движении к краевой части пояса, к зоне контакта с гранито-гнейсовыми куполами, метаморфизм пород всех групп возрастает, достигая амфиболитовой фации. Согласованное изменение степени деформации и метаморфизма при движении от центра пояса к его периферии указывает на то, что эти локально проявленные процессы связаны с вертикальными движениями гранитных диапиров. Никаких признаков горизонтального сжатия не установлено.

Древнейший возрастов коматитов группы Онвервахт оценивается в 3426 ± 200 млн. лет (Rb-Sr-изохона) и 3540 ± 30 млн. лет (по Sm-Nd-методу) для перidotитовых коматитов; маркирующий горизонт кремнистых пород (см. рис. 68) по Rb-Sr имеет возраст 3303 ± 400 млн. лет. Возраст самых молодых лав формации Хоггеннуг 3289 ± 100 млн. лет (U-Pb-метод по цирконам). И наконец, тоналитовые диапиры, деформирующие породы групп Фиг-Три и Модис, имеют возраст 3240 ± 40 млн. лет [173].

Важную проблему составляет природа гранито-гнейсовых куполов, имеющая ключевое значение для понимания механизма образования гранит-зеленокаменных поясов в целом.

Во-первых, необходимо отметить, что гранито-гнейсовые купола встречаются только по периферии зеленокаменных поясов и во внутренних частях их нет. Во-вторых, состав пород гранито-гнейсовых куполов указывает на их вещественную, геохимическую и

возраст метаморфизма фундамента; к колонке 5 — 1850—2000 — возраст метаморфизма трогового комплекса и перекрывающей его удоканской серии и ее аналогов; 3000, 3500 — возраст метаморфизма фундамента; к колонке 6 — 2514 — возраст Великой дайки Родезии; 2651, 2690 — возраст гранитов, прорывающих породы зеленокаменного пояса Белингве; 2887, 2970 — возраст гнейсов и тоналитов фундамента; к колонке 7 — 2670 — возраст гранитов из гальки конгломератов; 2612 — возраст гранитов, прорывающих комплекс Иакабиди; 2665 — возраст метаморфизма; к колонке 8 — 2980 — возраст глинистых сланцев серии Фиг-Три; 3200—3400 — возраст гранитов, прорывающих серию Онвервахт; 3360 — возраст лав серии Онвервахт; 3375 — возраст маркирующего слоя кремнистых сланцев Мидл в серии Онвервахт; 3600 — возраст основных лав нижней части разреза серии Онвервахт

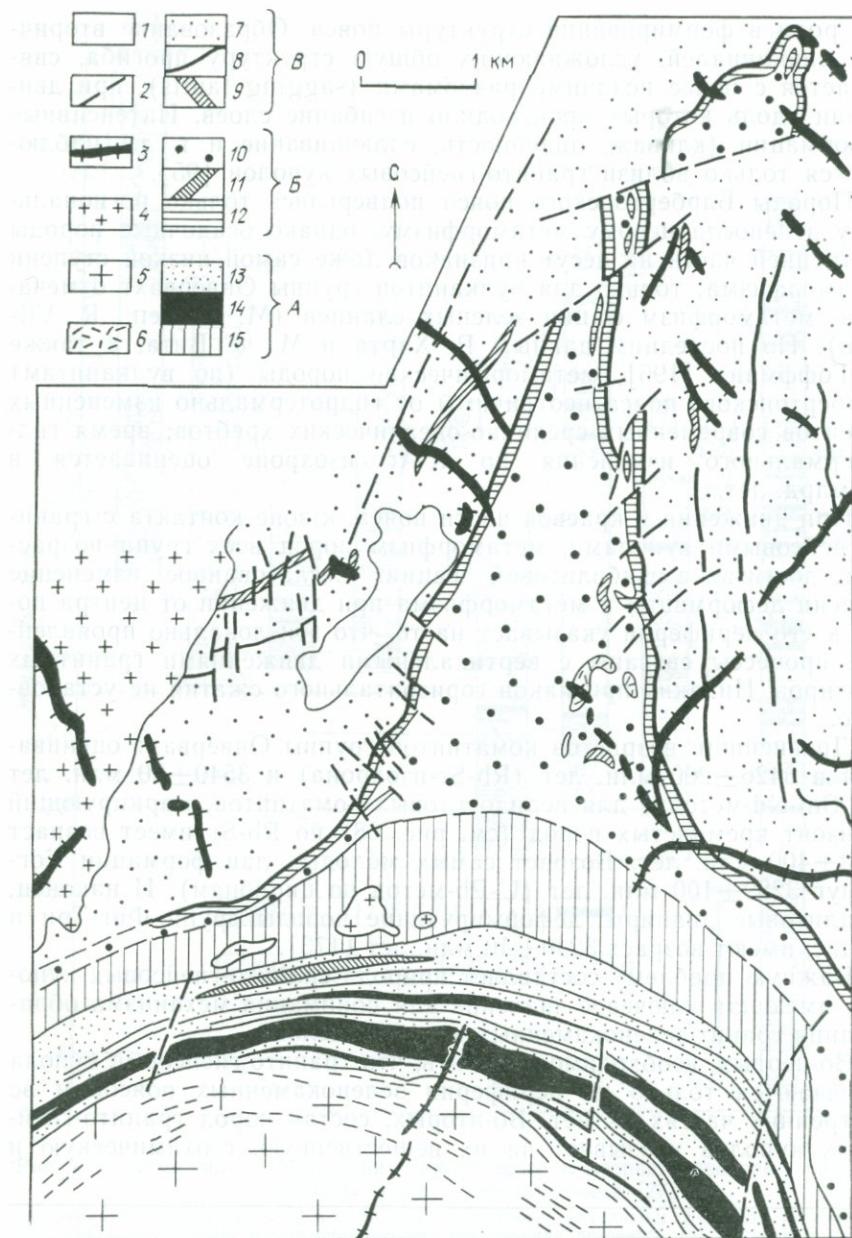


Рис. 68. Геологическая карта Барбертонского зеленокаменного пояса (район тикиниали Стейндорп) (С. Anhaeusser, 1973).

1 — аллювиальные отложения; 2 — разломы; 3 — дайки диабазов; 4 — молодые граниты; 5 — тоналитовые гнейсы; 6 — порфирь; 7—15 — формации группы Онвервахт (7 — метабазальты, 8 — кремнистые породы, 9 — ультраосновные лавы); 10—12 — формация Комати (Б) (10 — метабазальты, 11 — ультраосновные лавы, 12 — туфосланцы); 13—15 — формация Тиспруйт (А) (13 — метабазальты, 14 — кислые титаномагнетитовые граниты, 15 — ультрамафиты)

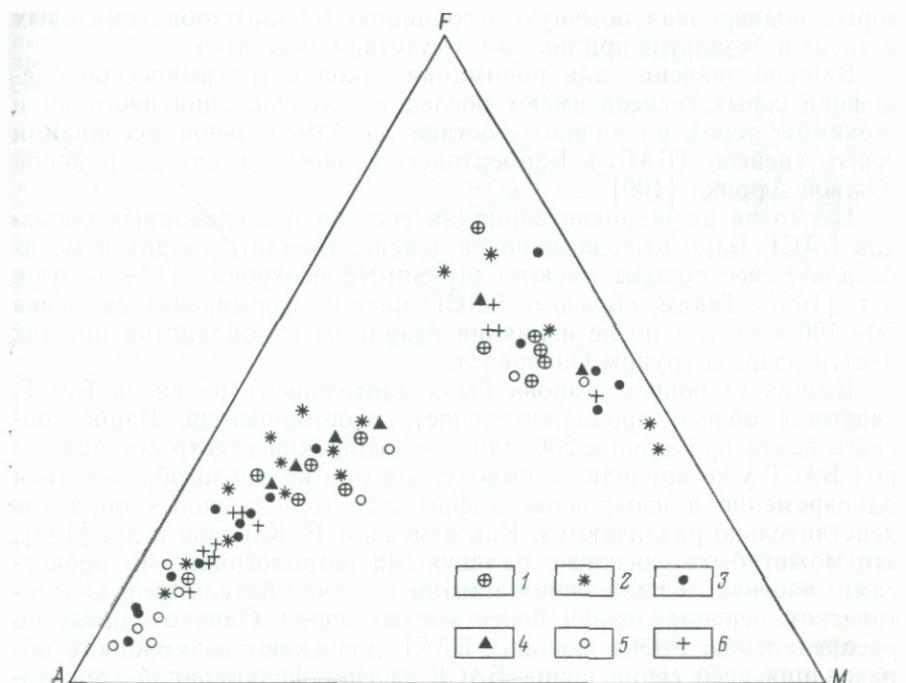


Рис. 69. Диаграмма *AFM* для пород бимодальной ассоциации серых гнейсов архейских гранит-зеленокаменных поясов.

1 — Восточный Лабрадор; 2 — Гренландия; 3—5 — Канада (3 — Миннесота, Мортон Фоллс, 4 — Северо-Запад Онтарио, 5 — Рейни-Лейк); 6 — Вайоминг, Биг-Хорн (США)

изотопическую гетерогенность не только в Барбертонском поясе, но и во многих других районах, где аналогичные ассоциации обычно описываются под названием серые гнейсы (Гренландия, Канада и др.).

Серые гнейсы относятся к тоналит-трондьемитовой ассоциации, в составе которой обычны гранодиориты, адамеллиты и другие породы вплоть до настоящих гранитов, но наиболее важно присутствие основных и ультраосновных пород (толеитов и коматитов). Это дало основание использовать все чаще встречающийся в литературе термин «бимодальный комплекс серых гнейсов» [100].

Действительно, анализ данных по валовому химическому составу гранито-gneйсовых куполов показывает (рис. 69), что бимодальность — реальная петрохимическая специфика, которая оказывается общей как для гранитных диапиров, так и для вулканических серий зеленокаменных поясов, на что раньше не обращалось внимания.

На отсутствие андезитов среди вулканитов ЗП указывалось неоднократно [27, 131, 133]. Для серых гнейсов аналогичная черта в качестве общей закономерности отмечена Ф. Баркером, ко-

торый подчеркивал обычную ассоциацию тоналит-трондьемитовых гнейсов и базальтов при полном отсутствии андезитов.

Важное значение для понимания такой петрохимической специфики серых гнейсов имеют последние исследования изотопии и геохимии пород различного состава из бимодальной ассоциации серых гнейсов (БАСГ) Барбертонского пояса и других районов Южной Африки [109].

Несмотря на широкие вариации состава исследованных образцов БАСГ Барбертонского пояса (гнейс, тоналит, диорит и метабазальт), все породы имеют одну Sm-Nd изохрону 3417 ± 34 млн. лет [109]. Таким образом, БАСГ начала формироваться через 50—100 млн. лет после излияния базальтов и коматитов нижних частей разреза группы Онвервахт.

Возникает вопрос: какова была длительность развития БАСГ, учитывая общую продолжительность формирования Барбертонского пояса примерно в 200 млн. лет? Широкий спектр состава пород БАСГ уже приводит к выводу, что они не могли образоваться одновременно и изохронные цифры для исследованных образцов действительно различаются. Как отмечают Р. Карлсон и др. [109], это может быть связано с различными петрологическими процессами: частичным плавлением мантии в случае базальтов и анатектическим переплавлением более кислых пород. Однако данные по распределению РЭЗ в породах БАСГ допускают возможность образования всей серии пород БАСГ за счет фракционной кристаллизации первичного базальтового расплава. Последнее объяснение более вероятно, поскольку оно позволяет понять бимодальность вулканических серий и магматических пород гранито-гнейсовых куполов, которые и составляют парагенетическую ассоциацию гранит-зеленокаменных областей архея.

Приведенные данные показывают, что контакты гранито-гнейсовых куполов с вулканитами группы Онвервахт интрузивные, а сами купола могут рассматриваться как синтектонические интрузии. Их образование и последующее изостатическое поднятие обусловили формирование грубообломочной толщи группы Модис.

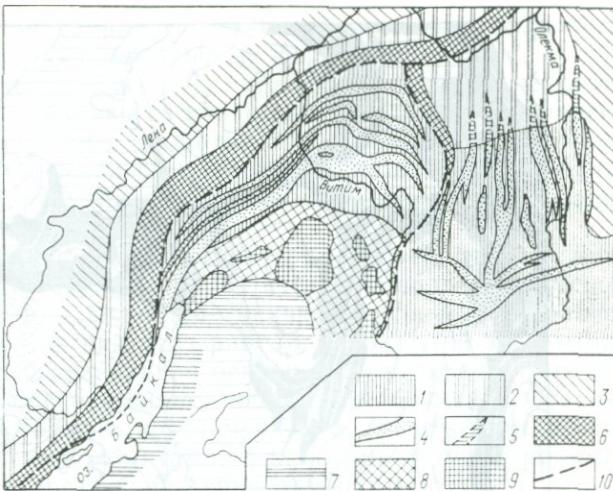
Другие ЗП архея характеризуются очень близкими чертами геологического строения, которые были рассмотрены на примере Барбертонского пояса. Как справедливо отмечают Г. И. Каляев и др., примеры столь удивительного подобия, пожалуй, трудно подобрать в последующей истории земной коры, и очень важно найти этому объяснение [40].

Ранний протерозой

По подсчетам разных авторов, к концу архея сформировалось от 20 до 30 % современной континентальной коры, которая, однако, ни по своему составу, ни по мощности не может быть сопоставлена со зрелой континентальной корой фанерозоя. Тем не менее этот факт важен для понимания тех различий, которые существуют между архейскими и раннепротерозойскими ЗП.

Рис. 70. Зеленокаменные пояса раннего протерозоя Байкальской горной области [80].

1 — кривая зона протоконтинента; 2 — то же, под платформенным чехлом; 3 — внутренняя область северного протоконтинента; 4 — зеленокаменные пояса под толщами палеошельфа и внутренних прогибов; 5 — то же, под платформенным чехлом; 6 — крупные зеленокаменные пояса под толщами авлакогенов и платформенного чехла; 7 — южный протоконтинент; 8 — Главный зеленокаменный пояс; 9 — фрагменты протокоры в пределах Главного пояса; 10 — крупные разломы



Отличительные черты ЗП раннего протерозоя — четко выраженная линейность и значительная протяженность. Наиболее убедительно эти черты видны на примере ЗП Байкальской горной области, где они хорошо изучены благодаря многолетним исследованиям В. С. Федоровского [80]. В этой области ЗП образуют крупную и разветвленную систему (рис. 70), в которой выделяется Главный (Байкало-Витимский) пояс протяженностью в 1200 км; он имеет вид дуги с разворотом флангов на 180°. Остальные пояса под разными углами отвечаются от него или располагаются параллельно Главному поясу.

В строении ЗП Восточной Сибири участвуют разнообразные вулканиты, составляющие обычно контрастную формацию (см. подробнее следующий раздел). Для разрезов ЗП характерны резкие фациальные изменения, особенно заметные в их средних и верхних частях.

Важнейшим элементом общей структуры Главного ЗП Восточной Сибири являются осадочные бассейны, располагающиеся под погребенными поясами. Как показал В. С. Федоровский [80], осадочные бассейны находятся в тесной связи с раннепротерозойскими поясами, и в случае отсутствия пояса нет и бассейна. В этой закономерности нельзя не увидеть черты, свойственные позднедокембрийским и фанерозойским рифтам, над которыми всегда развиваются синеклизы.

Синклинальная структура осадочных и вулканогенных толщ ЗП Восточной Сибири претерпевает существенные изменения по мере приближения к гранито-гнейсовым куполам, с которыми связаны зональный метаморфизм и интенсивная складчатость [50, 80]. Гранито-гнейсовые купола — непременный элемент структуры Байкало-Витимского пояса; наиболее детально они закартированы в Приольхонье (рис. 71), где система многочисленных куполов раз-

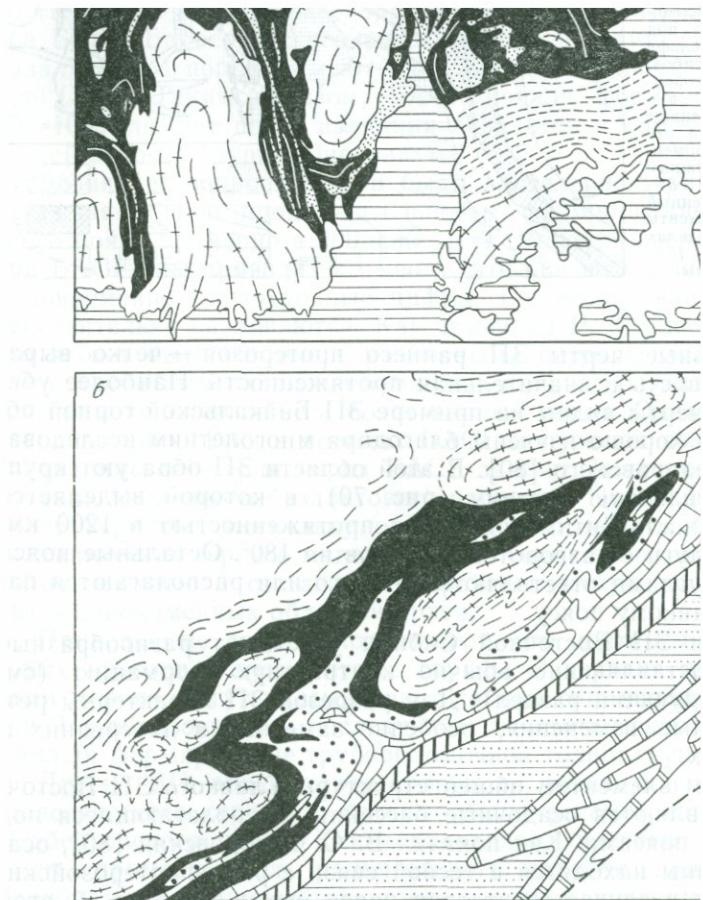


Рис. 71. Положение гранито-gneйсовых куполов в общей структуре нокаменных поясов архея и раннего протерозоя (независимо от возраста общий структурный парагенезис гранит-зеленокаменный теризуется удивительным подобием).

a — схема геологического строения гранит-зеленокаменного пояса на падении Австралии (м-б 1 : 1 000 000) по результатам дешифрирования снимка;

1 — кайнозойские отложения; *2* — протерозойские образования; *3—6* — гнейсовые куполы, *4* — осадочные породы, *5* — основные и ультраосновные вулканиты и вулканомиктовые отложения;

b — фрагмент строения Байкало-Витимского зеленокаменного пояса (м-б 1 : 50 000). Составил В. С. Федоровский.

деляет узкие зеленокаменные пояса с удивительно одинаковым типом разреза вулканогенно-осадочных формаций.

Такой структурный парагенезис практически ничем не отличается от архейского, однако состав гранитных диапиров раннего протерозоя уже иной. Это диориты, гранодиориты, гранит-порфиры существенно калиевою специализации, возникшие в результате гранитизации гранулитового фундамента, на котором заложился Байкало-Витимский пояс.

Рассмотрим более подробно характерные черты разреза вулканогенно-осадочных образований Печенга-Имандра-Варзугской зоны (рис. 72), которые являются типичными для многих ранне-протерозойских ЗП. Как видно из рис. 73, разрез этой зоны отличается ритмичным переслаиванием осадочных и вулканогенных образований, причем вулканогенные породы преобладают. Осадочные формации представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, известняками, доломитами, филлитами и туфосланцами; для верхней части разреза характерны турбидиты.

Вулканогенные образования представлены метаморфизованными пикритами, базальтами, дакитами и их туфами. Объем основных вулканитов значительно превышает остальные разности, а кислые эфузивы приурочены главным образом к верхним частям разреза.

Таким образом, если в низах осадочно-вулканогенной толщи преобладают мелководные морские отложения, то в верхних частях (на уровне четвертой толщи Печенгской зоны) наблюдаются хорошо развитые турбидиты. Полный и непрерывный разрез осадочно-вулканогенной толщи Печенгской зоны был вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной, которая прошла все образования протерозоя до их подошвы (гл. 6842 м) и подтвердила характер разреза, составленного на основе геологической съемки (см. рис. 73, колонка А).

Большой интерес для выявления глубинной структуры Печенгско-Имандра-Варзугского пояса представляют работы по изучению продольной электропроводимости, проведенные с использованием МГД-генераторов [8]. Оказалось, что нижнепротерозойские образования имеют сопротивление в 1000 раз меньше, чем породы архейского фундамента, и поэтому на схеме электропроводимости (см. рис. 73, колонка Б) они четко выделяются в виде линейно вытянутых зон. Наиболее важный и неожиданный результат этих исследований заключается в том, что проводящие каналы, обрамляющие Печенгскую синклинальную структуру с севера и юга, независимы. Следовательно, эта структура состоит из двух независимых частей. Представляется, что эти данные можно интерпре-

7 — вторая толща мраморов; 8 — гнейсы по кислым вулканитам; 9 — вторая толща амфиболитов; 10 — первая толща мраморов; 11 — кварциты; 12 — первая толща амфиболитов; 13 — гранат-биотитовые гнейсы; 14 — гранито-гнейсовые мигматиты; 15 — контакты гранито-гнейсов и гнейсов (а), разломы (б)

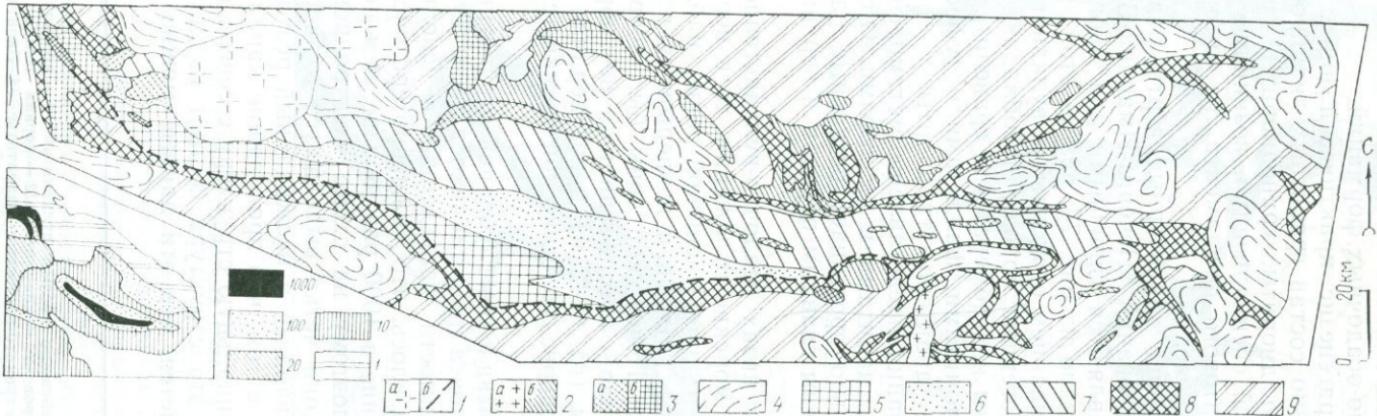


Рис. 72. Схематическая геологическая карта пояса Печенга — Имандра — Варзуга, по [36] с изменениями. Слева внизу показана схема развития областей различной электропроводимости (Ом/м) Кольского п-ва [4].

1 — палеозойские щелочные нефелиновые сиениты (*a*), разломы (*b*); 2 — раннепротерозойские лейкократовые граниты, аляскиты, пегматиты, аплиты (*a*), щелочные граниты и сиениты (*b*); 3 — раннепротерозойские габбро, габбро-пориты, перидотиты (*a*), архейские габбро-анортозиты, габбро-амфиболиты (*b*); 4 — архейские гнейсограниты, гранодиориты, тоналиты, чарюкиты; 5—7 — стратифицированные образования нижнего протерозоя (5 — метаморфизованные эфузивы и туфы ультраосновного, основного и кислого состава, туфосланцы, граувакки, кварциты, алевролиты, доломиты, 6 — метаморфизованные эфузивы основного, среднего, реже ультраосновного и кислого состава, туфы, карбонатные породы, песчаники, вулканомиктовые гравелиты и конгломераты, 7 — метаморфизованные эфузивы основного и среднего состава, кварциты, песчаники, полимиктовые конгломераты); 8 — толща амфиболовых сланцев и амфиболитов с прослоями гнейсов и кварцитов; 9 — фундамент

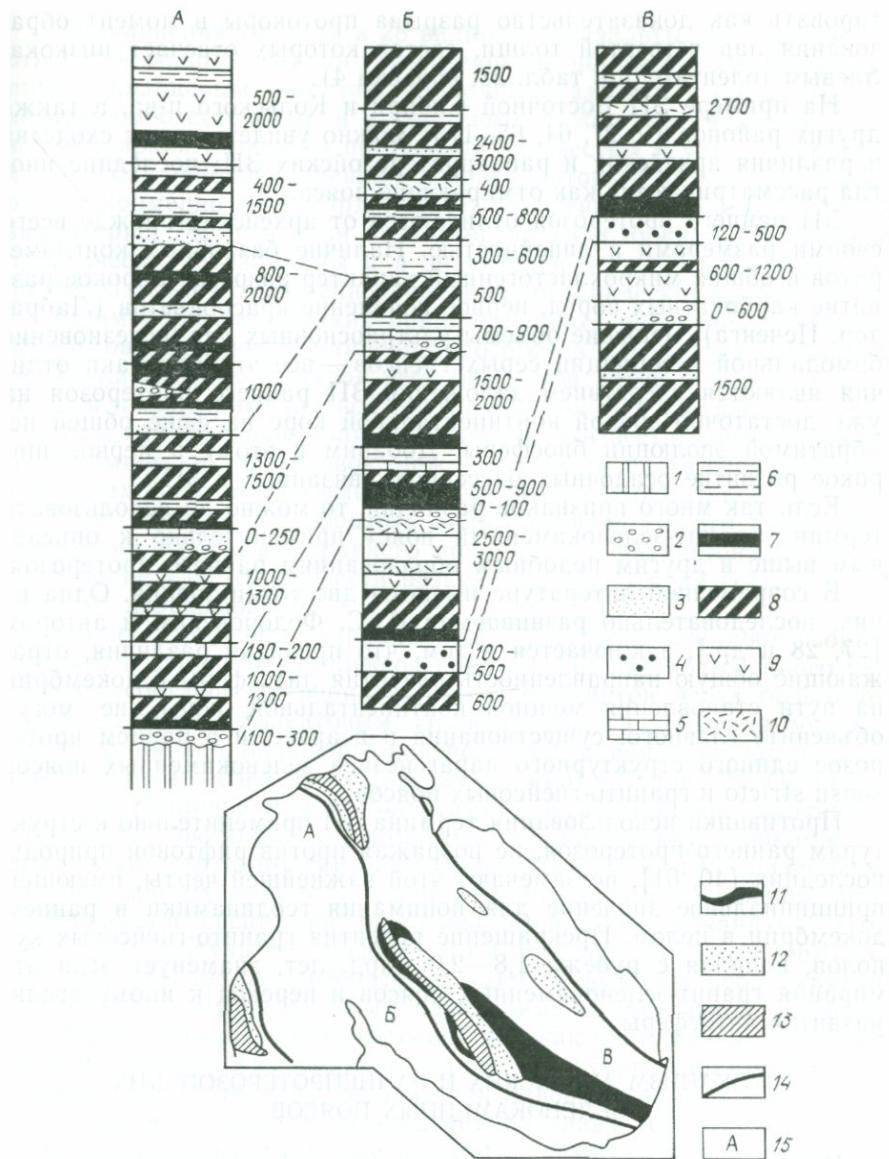


Рис. 73. Стратиграфические колонки пояса Печенга — Имандра — Варзуга на Кольском полуострове, по [36], с упрощениями. Внизу — схема размещения раннепротерозойских вулканогенных образований Кольского полуострова.
А — Печенга, Б — Имандра—Варзуга, центральная часть, В — Имандра—Варзуга, восточная часть.

1 — граниты и гнейсы фундамента; 2 — метаконгломераты полимиктовые; 3 — полимиктовые и аркозовые метапесчаники и метагравелиты; 4 — кварциты, кварцевые метапесчаники, кремнистые сланцы; 5 — мраморизованные известняки и доломиты; 6 — филлиты и метатуфосланцы; 7 — метаморфизованные пириты и меланобазальты; 8 — метабазальты, пиль-луэльвы и туфы; 9 — метаандезиты, туфы; 10 — метадациты; 11 — вулканогенные образования начального этапа (стрельнинская серия); 12 — вулканогенные образования среднего этапа (печенгская, панская, варзузская серии); 13 — вулканогенные образования позднего этапа (южнопеченгская, томингская серии); 14 — границы зон; 15 — расположение основных стратиграфических колонок

тировать как доказательство разрыва протокоры в момент образования лав четвертой толщи, состав которых отвечает низкокалиевым толеитам (см. табл. 28, колонка 4).

На примере ЗП Восточной Сибири и Кольского п-ва, а также других районов [9, 27, 64, 65, 173] можно увидеть черты сходства и различия архейских и раннепротерозойских ЗП; последние иногда рассматриваются как отмирающие пояса.

ЗП раннего протерозоя отличаются от архейских прежде всего своими размерами и линейностью. Наличие базальных конгломератов и общий микрокластогенный характер разреза, широкое развитие карбонатных пород, первое появление красноцветов (Лабрадор, Печенга), меньшие объемы ультраосновных лав, исчезновение бимодальной ассоциации серых гнейсов — все эти признаки отличия являются следствием заложения ЗП раннего протерозоя на уже достаточно зрелой континентальной коре на фоне общей необратимой эволюции биосфера. Добавим к этому и первое широкое развитие осадочных бассейнов, связанных с ЗП.

Если так много признаков различий, то можно ли использовать термин «гранит-зеленокаменный пояс» применительно к описанным выше и другим подобным образованиям раннего протерозоя.

В современной литературе имеются две точки зрения. Одна из них, последовательно развивающаяся В. С. Федоровским и автором [27, 28 и др.], заключается в том, что признаки различия, отражающие общую направленность развития литосферы в докембрии на пути становления мощной континентальной коры, не могут объяснить главного: существования и в архее, и в раннем протерозое единого структурного парагенезиса зеленокаменных поясов *sensu stricto* и гранито-гнейсовых поясов.

Противники использования термина ЗП применительно к структурам раннего протерозоя, не возражая против рифтовой природы последних [40, 61], не замечают этой важнейшей черты, имеющей принципиальное значение для понимания геодинамики в раннем докембрии в целом. Прекращение развития гранито-гнейсовых куполов, начиная с рубежа 1,8—2,0 млрд. лет, знаменует этап отмирания гранит-зеленокаменных поясов и переход к иному стилю развития литосферы.

ВУЛКАНИЗМ АРХЕЙСКИХ И РАННЭПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Ранее нами было показано, что в строении вулканических комплексов ЗП докембра существуют разрезы полного и неполного типа. Напомним, что полный тип включает нижний — коматит-базальтовый комплекс (в том числе перидотитовые коматиты), средний — базальтовый с подчиненным количеством базальтовых коматитов и пирокластических образований и верхний, преимущественно пирокластический комплекс пород, представленный контрастной базальт-риолитовой (риодацитовой) формацией. Наиболее распространенным типом пород во всех ЗП являются базальты.

Из сравнения табл. 27 и 28 видно, что базальты древних щитов относятся либо к оливин-гиперстеновым нормативным толеитам, либо к кварцевым толеитам. Щелочные базальты с нормативным нефелином отсутствуют, и в этой связи важно отметить, что в базальтах архея и раннего протерозоя неизвестны и ультраосновные ксенолиты, наиболее древний возраст которых на сегодня датируется примерно в 1,1 млрд. лет. Из сравнения диаграмм $A-F-M$ видно (рис. 74), что поля базальтов архея и нижнего протерозоя практически неразличимы и в значительной степени совпадают с полем базальтов современных срединно-океанических хребтов [27].

Таким образом, никаких принципиальных различий в химизме базальтов архейских и раннепротерозойских ЗП не устанавливается. Точки средних составов всех базальтов архея и нижнего протерозоя на дискриминантной диаграмме в осиях I и II фактора (см. рис. 81), где показаны поля базальтов всех известных современных геодинамических обстановок, лежат в поле толеитов срединно-океанических хребтов и не имеют ничего общего с базальтами островных дуг. Необходимо обратить внимание и на то, что между толеитовыми базальтами раннего докембria и базальтовыми коматитами не удается провести резкую границу — поля составов тех и других перекрываются.

Анализ различных вариационных диаграмм составов пород нижнего и среднего комплексов показал наличие постепенного изменения составов от перidotитовых коматитов через базальтовые коматиты к толеитовым. Практически вся эта серия обнаруживает влияние оливинового контроля (осаждение оливина из расплава), как это следует из диаграммы AFM [27, рис. 2]. Петрохимическое различие между толеитами и базальтовыми коматитами раннего докембria в целом такое же, как между высокомагнеziальными и толеитовыми базальтами фанерозоя, и мы разделяем позицию многих геологов, не признающих на этом основании петрохимической специфики раннедокембriйского вулканизма. Что касается структуры «спинифекс», то и до появления этого термина, как показал анализ литературы, такие структуры неоднократно описывались под различными названиями с приставкой «псевдо» (например, псевдоинтерсертальная) или как центрические или гломерпорфировые. Как правило, такие структуры характерны для краевых частей лавовых потоков или лавовых подушек и возникают вследствие быстрого охлаждения расплава (см. гл. 6).

Следует подчеркнуть уже известную закономерность, заключающуюся в том, что при переходе от архея к раннему протерозою роль ультраосновного вулканизма снижается, хотя во многих раннепротерозойских поясах он хорошо известен, например Кейп-Смит в Канаде или Печенгский пояс [73].

Широко проявленный ультраосновной вулканизм в архее отражает общие геотермические условия ранней стадии развития Земли (температура плавления перidotитовых коматитов оценивается примерно в 1600°C) [135]. По-видимому, присутствие больших объемов перidotитовых коматитов является единствен-

Таблица 27

**Средние составы (%) и нормативные характеристики базальтов архейских
зеленокаменных поясов Западной Австралии, Африки, Индии,
Северной Америки и Евразии**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	51,20	51,90	51,40	52,60	51,70	49,00	50,49	51,30	51,40	50,80	50,72	50,40	53,13	49,85	49,09	48,15	49,07
TiO ₂	0,96	1,01	1,33	0,65	1,70	1,10	1,03	0,96	0,92	1,16	1,08	0,63	0,72	0,76	1,01	0,94	1,03
Al ₂ O ₃	15,20	14,10	13,90	13,90	13,90	13,60	15,26	14,60	14,80	14,50	12,03	7,59	12,61	12,96	14,47	14,51	14,52
Fe ₂ O ₃	1,40	2,30	2,30	1,50	2,40	2,50	2,06	2,40	1,50	1,60	2,53	4,10	1,21	1,96	2,81	2,83	2,04
FeO	9,40	8,90	9,40	8,30	9,30	9,90	9,51	8,00	9,10	10,30	9,04	6,68	9,84	8,71	10,02	10,10	10,28
MgO	6,40	7,10	7,70	7,90	6,00	5,60	3,84	5,60	6,70	6,90	9,01	14,84	10,74	8,52	6,50	6,96	7,22
CaO	10,70	10,30	10,10	10,10	10,20	10,20	12,69	11,20	10,70	9,90	9,15	10,27	9,39	10,57	11,02	10,87	10,22
Na ₂ O	2,80	2,30	2,80	2,80	2,80	2,40	2,28	2,10	2,70	2,70	1,77	1,32	2,02	2,30	2,16	2,21	2,08
K ₂ O	0,20	0,14	0,11	0,17	0,24	0,07	0,20	0,13	0,18	0,25	0,66	0,16	0,10	0,24	0,43	0,45	0,39
<i>Q</i>	0,42	4,65	1,00	1,85	3,77	3,54	4,19	6,95	1,24	0,35	4,11	2,40	2,29	0,30	0,65	—	0,43
<i>Or</i>	1,20	0,84	0,66	1,03	1,44	1,44	1,21	0,80	1,09	1,51	4,03	0,98	0,61	1,46	2,64	2,73	2,38
<i>Ab</i>	24,11	19,85	23,92	24,20	24,12	21,52	19,82	18,45	23,31	23,29	15,59	11,67	17,12	20,34	18,76	19,24	18,17
<i>An</i>	28,82	28,29	25,28	25,38	25,09	27,69	31,65	31,18	28,30	27,22	23,91	14,91	25,11	25,37	19,21	29,24	30,08
<i>Di</i>	20,79	19,51	20,69	21,05	21,72	21,47	27,68	21,78	21,28	18,84	19,00	30,62	17,57	23,88	22,04	21,69	18,33
<i>Hy</i>	20,73	21,51	22,53	23,02	17,04	19,28	10,38	15,33	20,79	24,19	27,38	32,09	34,17	24,17	20,44	17,59	25,52
<i>Ol</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,44	—	
<i>Mt</i>	2,07	3,40	3,37	2,22	3,54	3,84	3,07	3,61	2,22	2,36	3,83	6,19	1,75	2,97	4,18	4,22	3,05
<i>Ilm</i>	1,86	1,96	2,55	1,26	3,29	2,21	2,01	1,89	1,78	2,25	2,15	1,25	1,38	1,51	1,97	1,84	2,02

Продолжение табл. 27

Компонент	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	50,59	49,15	47,78	50,20	48,70	48,10	50,40	51,20	47,26	50,12	49,38	47,92	48,66	47,52	48,27	49,56
TiO ₂	0,68	1,30	0,77	1,72	0,95	1,10	0,57	0,80	0,91	0,86	0,87	0,48	0,91	0,74	0,72	0,86
Al ₂ O ₃	12,08	13,75	15,82	13,00	15,30	8,14	12,00	13,90	13,15	14,32	14,99	10,21	13,52	14,17	14,47	14,53
Fe ₂ O ₃	1,28	4,85	3,29	2,03	2,28	2,61	1,90	2,58	2,82	2,36	2,70	2,56	3,35	2,84	2,80	2,90
FeO	10,87	9,53	7,59	13,56	9,49	11,10	9,40	8,20	10,98	8,28	8,36	8,85	10,27	9,70	9,36	10,91
MgO	8,56	5,84	7,25	5,03	7,10	12,80	10,20	7,50	9,23	8,28	7,94	15,56	7,03	7,29	7,64	6,52
CaO	11,00	9,86	12,24	8,90	11,10	11,70	11,10	10,80	12,20	9,74	9,99	9,34	6,95	10,63	8,70	9,97
Na ₂ O	2,16	3,23	1,98	3,18	2,80	1,25	0,56	1,77	1,68	2,35	2,06	1,19	1,33	2,03	2,58	1,75
K ₂ O	0,74	0,81	0,88	0,32	0,40	0,62	0,28	0,02	0,26	0,32	0,63	0,56	0,43	0,50	0,36	0,44
<i>Q</i>	—	—	—	—	—	—	3,52	3,19	—	1,16	0,71	—	8,98	—	—	3,41
<i>Or</i>	4,47	4,87	5,33	1,93	2,41	3,76	1,74	0,12	1,59	1,95	3,87	3,41	2,75	3,10	2,24	2,67
<i>Ab</i>	18,67	27,80	17,17	27,47	24,15	10,86	5,27	16,61	14,41	20,56	17,96	10,40	12,17	18,00	23,00	15,20
<i>An</i>	21,54	20,98	32,46	20,68	28,53	15,16	30,85	31,28	27,99	28,56	30,75	21,59	32,07	29,42	28,28	31,29
<i>Di</i>	28,14	23,61	24,16	20,53	22,65	36,00	21,54	19,78	27,38	17,45	16,58	21,13	4,30	21,12	14,08	16,11
<i>Hy</i>	18,37	8,55	8,09	22,41	5,89	17,86	36,56	27,86	12,48	25,10	24,39	25,68	32,60	19,69	24,24	25,33
<i>Ol</i>	5,71	4,52	6,51	0,64	11,17	10,34	—	—	10,27	—	—	13,11	—	2,89	2,44	—
<i>Mt</i>	1,78	7,15	4,89	3,01	3,37	3,88	—	—	4,15	3,54	4,05	3,84	5,25	4,32	4,28	4,32
<i>Ilm</i>	1,32	2,51	1,50	3,34	1,84	2,14	0,83	1,16	1,75	1,69	1,70	0,95	1,87	1,47	1,44	1,68

1—10 — Западная Австралия (1 — Норсман, 2 — Кулгарди, 3 — Айланд, 4 — Лефроб, 5 — Монгер, 6 — Эуламинна, 7 — Скошиа, 8 — Кукуми, 9 — Калгурдн—Норсман, 10 — то же, долериты и габбро); 11—14 — Африка: 11, 12 — Барбертон (11 — толеиты, 12 — коматиты); 13 — Белингве; 14 — Булавайо и Ке Ке; Индия: 15 — Дарвар; 16—19 — Гренландия (16 — дайки Амералик, 17 — амфиболиты Восточного Лабрадора, 18 — то же, Хант-Ривер, 19 — то же, Саглек); 20—25 — Канада:

20 — Онтарио; 21 — Рейни-Лейк; 22 — Миннесота; 23 — Мортон Фоллс; 24, 25 — Абитиби (24 — толеит, 25 — коматит); 26 — Шотландия, льюисский комплекс; 27—29 — Карелия: 27 — Западная Карелия (среднее по всем зеленокаменным поясам); 28, 29 — Центральная Карелия (28 — толеит, 29 — коматит); 30—33 — пояса Украинского щита (30 — Верховецкий, 31 — Конский, 32 — Сурский, 33 — Белозерский).

Средние составы и нормативные характеристики базальтов зеленокаменных

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,49	49,86	46,96	48,53	49,46	49,32	52,92	52,71	47,72	54,30	48,19
TiO ₂	0,79	1,76	1,23	1,63	1,36	1,14	0,90	0,57	1,90	0,91	1,61
Al ₂ O ₃	12,54	13,21	12,56	12,97	14,20	14,71	13,05	11,71	12,69	13,01	13,33
Fe ₂ O ₃	6,66	8,41	2,58	3,36	2,88	2,78	2,62	2,19	6,91	1,80	3,27
FeO	8,91	6,93	11,09	10,75	10,46	9,96	7,93	7,59	6,66	7,82	10,25
MgO	6,62	5,89	8,63	6,48	6,70	7,08	7,28	10,17	7,93	6,89	7,17
CaO	9,65	6,81	10,40	10,55	8,92	9,29	7,96	8,45	7,79	8,31	9,07
Na ₂ O	2,73	3,39	1,95	2,30	3,06	2,66	2,94	2,71	3,86	3,20	2,85
K ₂ O	0,97	1,08	0,26	0,20	0,42	0,23	1,12	0,72	0,72	1,12	0,40
<i>Q</i>	1,24	4,92	—	1,47	—	0,09	3,18	1,08	—	3,31	—
<i>Or</i>	5,83	6,56	1,60	1,21	2,56	1,40	6,82	4,38	4,45	6,77	2,48
<i>Ab</i>	23,49	29,49	17,23	20,19	26,60	23,15	25,72	23,72	33,93	27,82	25,06
<i>An</i>	19,42	18,11	25,88	25,32	24,36	28,33	19,76	18,23	15,79	18,34	23,29
<i>Di</i>	23,78	13,15	23,01	23,81	17,32	15,68	17,17	20,13	19,29	19,56	19,29
<i>Hy</i>	14,91	11,81	29,96	19,75	18,54	24,98	21,67	27,95	6,05	19,75	18,11
<i>Ol</i>	—	—	5,97	—	3,67	—	—	—	6,30	—	3,66
<i>Mt</i>	9,82	12,53	3,91	5,04	4,29	4,15	3,93	3,28	10,42	2,68	4,93
<i>Hm</i>	1,53	3,43	2,44	3,21	2,66	2,22	1,77	1,13	3,76	1,78	3,03

Кольский полуостров: Печенга (1—4 — первая, вторая, третья и четвертая вулканогенные толщи соответственно); Имандра—Варзуга, стрельнинская серия (5 — пурначская свита, 6 — куклинская свита, 7 — сейдореченская свита; 8 — полисарская свита; 9 — умбинская свита, 10 — ильмозерская свита, 11 — томингская свита). Карелия [9]: ятульицкие

ным признаком, по которому вулканизм архея может быть противопоставлен раннепротерозойскому. Обращая внимание на указанное различие, необходимо подчеркнуть, что в некоторых раннепротерозойских ЗП в отличие от архейских ультраосновные вулканиты слагают не низы разрезов, а, наоборот, их верхние части. Такое положение ультраосновных комплексов вполне закономерно и увязывается с общим направленным характером изменения вертикального ряда осадочно-вулканогенных формаций, типичных для полного цикла развития континентальных рифтов фанерозоя. Иными словами, если архейские ЗП закладывались на тонкой, базитовой, как мы думаем, протокоре, то раннепротерозойские ЗП формировались на достаточно мощной коре континентального типа, однако отсутствие щелочных базальтов в раннем протерозое не позволяет сопоставлять мощность коры этого этапа с фанерозойской корой континентального типа.

Итак, по своему составу вулканиты нижнего и среднего комплексов отвечают, как это видно из приведенных диаграмм, вулканизму современных океанических рифтов.

Наибольшую дискуссию сейчас вызывают вулканогенные породы верхних частей разрезов архейских и раннепротерозойских ЗП,

Таблица 28

поясов раннего протерозоя Карелии, Кольского полуострова и Восточной Сибири

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	51,10 1,54 13,46 5,27 8,31 5,76 7,78 2,88 0,49	49,56 1,26 13,52 4,37 7,99 8,38 6,73 3,50 0,29	49,07 1,28 14,21 5,83 6,65 8,18 6,84 3,44 0,37	50,47 1,65 13,92 2,18 8,57 9,22 7,51 2,46 0,94	51,17 0,97 14,36 2,34 3,88 7,63 7,94 3,30 0,83	49,15 1,08 14,87 3,88 5,93 7,28 7,58 2,62 0,39	48,11 1,75 14,05 6,21 6,54 7,30 7,20 2,31 0,95	47,27 1,71 13,86 6,21 7,20 6,64 8,33 2,51 0,58	49,67 0,89 15,00 2,57 7,30 6,18 10,03 2,02 0,69	48,05 1,49 17,54 4,18 6,18 6,72 10,19 3,27 0,37	48,53 1,32 14,95 2,57 8,96 6,63 8,86 3,26 0,80	47,71 1,01 14,33 5,85 6,18 8,33 9,06 3,71 0,51
	7,15 3,02 25,23 23,14 13,66 16,87 — 7,91 3,03	— 1,77 30,98 21,16 11,03 25,62 0,21 6,62 2,51	0,92 2,30 30,39 23,17 9,73 22,15 — 8,81 2,54	1,12 5,70 21,42 24,94 18,46 21,86 2,91 3,27 3,23	— 5,04 28,73 22,56 14,75 20,62 0,04 3,49 1,90	— 2,36 22,78 28,35 19,44 19,17 — 5,77 2,10	7,95 6,01 21,04 27,05 11,07 14,06 — 9,24 3,58	3,76 3,67 22,58 26,32 13,95 16,73 — 9,55 3,44	3,93 4,32 18,00 31,47 17,09 19,47 — 3,93 1,78	— 2,21 28,27 32,74 15,11 5,51 6,10 6,18 2,89	— 4,92 28,75 24,84 17,20 8,81 10,00 3,88 2,61	— 3,12 32,47 21,66 19,75 0,16 12,09 8,77 1,98

вулканиты (12, 13, 14 — нижний, средний и верхний ятулий соответственно, 15 — вулканиты суйсария, 16 — вулканиты сумия); Восточная Сибирь (17 — ангинская серия, Приольхонье, 18, 19, 20 — Олокит-Сынныр, Северо-Байкальское нагорье, 21, 22 — мусканская серия, Северо-Муйский хребет, 23 — мусканская серия, килянская свита, Южно-Муйский хребет).

которые многие зарубежные исследователи относят к известково-щелочной серии. На этом основании ЗП сопоставляются с островными дугами кайнозоя. Речь идет об андезитах и той роли, которую они играют в общем объеме вулканитов ЗП. Не повторяя приводимых ранее аргументов [27], обратим внимание сначала на то, есть ли различия в характере дифференцированных серий ЗП архея и раннего протерозоя. Из сравнения рис. 74 и 75 видно, что в целом эти серии бимодальны, хотя некоторое количество точек попадает в поле андезитов. Однако роль андезитов в суммарном объеме вулканитов ничтожна (первые проценты). Между тем известно, что в островных дугах андезиты составляют более 60 % объема вулканитов. Кроме того, общий тренд дифференциации раннедокембрийских вулканитов, как это видно из рис. 82, не имеет ничего общего с трендом известково-щелочной серии островных дуг.

Обратимся к ЗП Аббити (Канада), который обычно приводится как типичный пример архейского пояса с широко развитым андезитовым вулканализмом. Этот пояс является в какой-то мере эталоном, так как здесь впервые было проведено геохимическое опробование всего разреза с учетом мощности вулканитов разного

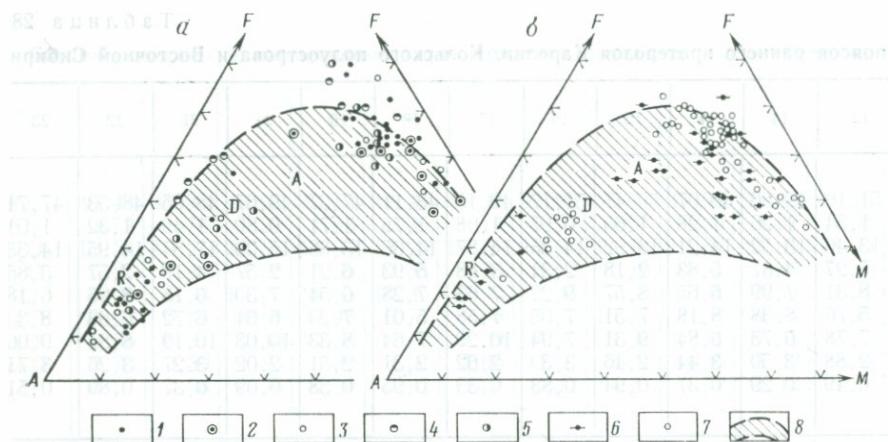


Рис. 74. Диаграмма *AFM* дифференцированных вулканических серий зеленокаменных поясов.

а — архейские ЗП: 1—2 — Западной Карелии (1 — Костомукшско-Гимольский, 2 — Южно-Выгозерский); 3—5 — Северной Америки (3 — Миннесота, 4 — Рейни-Лейк, 5 — Восточный Лабрадор)

б — раннепротерозойские ЗП: 6—7 — Восточной Сибири (6 — Приольхонье, 7 — Южно-Муйский хр.); 8 — поле полной дифференцированной известково-щелочной серии современных островных дуг. Средние мировые составы андезитов (A), дацитов (D) и риолитов (R)

Le Maitre, 1976

состава. По данным А. Гудвина, для пояса в целом характерно такое соотношение главных типов эфузивов: базальты 59 %, андезиты 32 %, дациты и риолиты 9 %, хотя он отмечает в отдельных частях пояса развитие только бимодальной ассоциации. Как видим, доля андезитов существенна, хотя приведенное соотношение сильно отличается от типично островодужного.

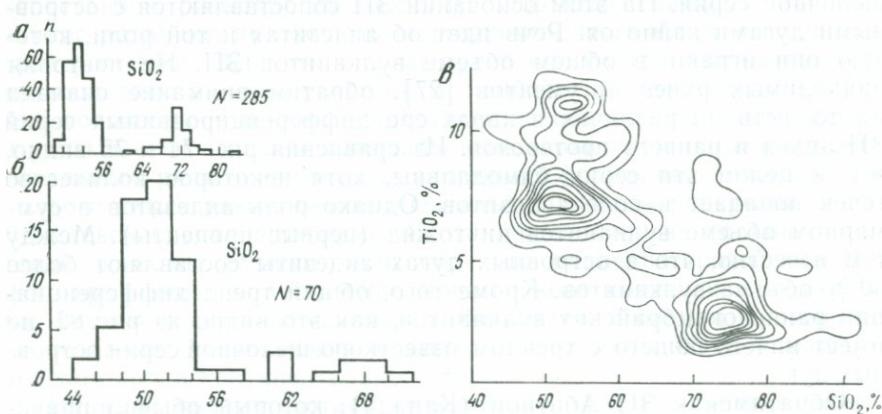


Рис. 75. Бимодальный характер дифференцированных серий зеленокаменных поясов раннего докембрия.

а — Западная Австралия, Голдфилд (архей); *б* — Восточная Сибирь, Приольхонье (нижний протерозой); *в* — Канада, оз. Старжин (архей)

Таблица 29

**Средние составы андезитов архейского зеленокаменного пояса
Абитиби (Канада)**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	56,6	56,6	54,1	54,5	54,3	56,4	57,0	55,7	56,7	58,9	55,1
TiO ₂	0,65	0,74	0,95	1,74	1,14	0,66	0,63	0,87	0,92	0,65	0,95
Al ₂ O ₃	15,5	15,7	13,8	14,6	16,2	15,9	15,4	16,0	14,0	15,5	15,9
Fe ₂ O ₃	1,3	1,4	1,8	2,0	2,1	2,3	1,6	1,9	2,3	1,5	1,99
FeO	5,6	5,4	6,8	7,4	6,3	4,3	5,1	5,6	7,0	4,5	5,86
MgO	5,8	4,0	3,2	3,8	4,3	3,9	4,5	4,3	5,4	4,5	4,3
CaO	5,0	4,7	7,5	5,5	6,1	5,0	5,9	5,7	6,6	5,1	5,9
Na ₂ O	3,2	3,9	3,9	3,9	3,9	4,3	3,7	3,9	3,4	4,0	3,9
K ₂ O	1,3	0,8	0,3	0,27	0,8	2,5	2,0	1,0	0,67	1,9	1,1

Приложение. Пояс Абитиби, разрезы: 1 — Редстоун (8), 2 — Делоро (35), 3 — Тисдейл (12), 4 — Годфри (2), 5 — Блейк-Ривер (246), 6 — Тимискаминг (28), 7 — Скид (58), 8 — среднее значение для пояса Абитиби (389) (A. Goodwin), 9—11 — три типа архейских андезитов [111]. В скобках — число анализов.

Рассмотрим подробнее состав андезитов пояса Абитиби, средние значения которых в отдельных разрезах (по А. Гудвину) приведены в табл. 29. Хорошо видно, что андезиты Абитиби прежде всего по содержанию кремнезема (от 51,9 до 57 %) относятся не к андезитам, а к андезитобазальтам, согласно классификациям, принятым как в СССР, так и за рубежом, а по концентрации алюминия, магния и железа сильно отличаются от типичных андезитов.

Эта закономерность присуща не только «андезитам» Абитиби. Как отмечал К. Конди [111], средние концентрации большинства элементов в архейских андезитах в 2—3 раза меньше, чем в современных. Возникает естественный вопрос: какова природа пород, относимых к архейским андезитам? Как кажется, ответ на него дали последние геохимические исследования, проведенные канадскими геологами в том же поясе Абитиби [127, 151 и др.]. Они изучали вариации составов как отдельно взятых образцов из пиллоу-лав, так и в пределах лавовых потоков из тех частей разреза, которые относились к известково-щелочной серии, т. е. к андезитам.

Основной вывод, вытекающий из этих исследований, состоит в том, что появление «известково-щелочного» тренда в лавах пояса Абитиби связано с интенсивной переработкой первичной бимодальной (базальт-риолитовой) ассоциации за счет подводных гидротермальных систем, действовавших непосредственно вслед за образованием пород (табл. 30). Наложенный метаморфизм (изохимического характера) лишь закрепил эти изменения.

Сравнение табл. 29 и 30 наглядно показывает, что все андезиты А. Гудвина отвечают кварцевым толеитам, измененным в крае-

Гидротермальное изменение пиллоу-лав архейского зеленокаменного пояса Абитиби, по [127]

Компонент	А		Б			В	
SiO ₂	46,99	47,49	47,45	46,89	48,03	56,31	54,57
TiO ₂	0,82	0,79	0,79	0,77	0,86	0,89	0,85
Al ₂ O ₃	15,88	15,23	15,01	14,78	15,97	16,91	16,49
Fe ₂ O ₃	2,13	1,91	1,77	1,88	1,80	1,36	2,56
FeO	7,37	7,63	7,74	7,46	7,33	3,51	3,43
MgO	6,74	7,01	7,03	6,56	7,04	3,06	4,09
CaO	12,97	12,22	12,16	13,03	11,50	9,70	11,82
Na ₂ O	1,10	1,32	1,40	1,46	1,68	3,76	2,44
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Примечание. А — центральная часть подушечной отдельности, Б — переходная зона, В — краевая часть.

вых частях потоков. Поскольку к зоне гидротермально измененных толеитов приурочены месторождения массивных сульфидных руд, то, как пишут П. Макгин и В. Маклин, ранее сделанные выводы о связи месторождений типа Норанды в поясе Абитиби и в других архейских зеленокаменных поясах Канады с зонами субдукции представляются неверными. Вопрос этот, конечно, не частный; он имеет далеко идущие последствия не только для металлогенеза, но и для проблем генезиса ЗП в целом.

Таким образом, анализ вулканизма архейских и раннепротерозойских ЗП приводит к таким основным выводам: 1) вулканизм тех и других поясов имеет общие петрогохимические особенности и формировался в условиях растяжения литосферы, при этом коматит-базальтовые и базальтовые комплексы возникали в результате трещинных излияний, а базальт-риолитовый комплекс является следствием деятельности вулканов центрального типа; 2) вулканогенные комплексы архея и раннего протерозоя относятся к рифтовому типу; 3) отсутствие признаков вулканизма острородового типа в раннедокембрийских ЗП исключает обсуждение вопроса о проявлении субдукции в раннем докембрии. Первые признаки субдукции и появление офиллитов в истории Земли датируются лишь поздним докембriем [143].

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ РИФТОГЕНЕЗА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Проблемы геодинамики раннего докембраия принадлежат к числу наиболее актуальных в геологии. Изучение фанерозойской истории Земли показало, что основные геологические события происходили в рамках Уилсонского цикла открытия и закрытия океанов (модель тектоники плит), и поэтому главная проблема заклю-

чается в том, чтобы выяснить, применима ли концепция тектоники плит к ранним этапам развития Земли, первым 3 млрд. лет ее истории.

Большой фактический материал, полученный в последнее десятилетие по геологическому строению зеленокаменных поясов Земли, дает возможность сформулировать следующие основные положения.

1. ЗП являются аналогами современных рифтовых зон; для них можно выделить все стадии рифтогенеза — от начальной протоматериковой, возникавшей в условиях растяжения протокоры, до океанической, формировавшейся после ее разрыва. Из геологических данных следует, что пространство между ЗП в архее и раннем протерозое было занято стабильными участками литосферы. В раннем протерозое — это шельфовые зоны спокойного осадконакопления и прилегающей палеосушки, с которой происходил снос обломочного материала, поступавшего в шельфы и частично в прогибы ЗП. В архее, несмотря на отрывочность геологических данных, также удается выделять обстановку шельфового осадконакопления [173].

2. Анализ раннедокембрийского вулканизма показал, что в течение этого времени преобладающим типом пород являются базальты — продукты трещинных излияний, которые могут формироваться только в условиях растяжения. Состав этих базальтов, включая и базальтовые коматиты, аналогичен базальтам современных рифтовых областей Земли. Специфика раннедокембрийского вулканизма заключается в том, что щелочные оливиновые (нефелин-нормативные) базальты в течение первых двух миллиардов лет не возникали, что указывает на малую мощность литосферы в то время. Другая важная черта — наличие лав ультраосновного состава (перидотитовых коматитов), образование которых возможно только при очень высоких температурах (не менее 1650 °C).

В отличие от базальтов породы кислого состава (дациты, риолиты и риодакиты) встречаются гораздо реже, и их суммарный объем в разрезе ЗП не превышает 10—15 %. Их образование связано с деятельностью вулканов центрального типа, развивавшихся на базальтовом основании. Что касается пород среднего состава (андезитов), то они или вообще отсутствуют, или их доля в общем объеме вулканитов составляет первые проценты.

Принимая рифтовое происхождение ЗП в раннем докембрии, необходимо иметь в виду, что процесс растяжения протокоры не был непрерывным. В развитии каждого отдельно взятого ЗП выявляется следующая направленность их эволюции: за стадией растяжения, когда формируются мощные призмы вулканогенно-осадочных толщ, следует этап сжатия, сопровождавшийся метаморфизмом и складчатостью этих толщ. При этом степень сжатия пород в поясах и их метаморфизм неравномерны: они возрастают по мере приближения к гранито-гнейсовым куполам, всегда окаймляющим пояса. Это позволяет утверждать, что с всплытием

гранито-гнейсовых куполов, охватывающих главным образом сегменты раздвигающейся протокоры, связаны деформации и метаморфизм толщ ЗП.

Таким образом, ЗП и гранито-гнейсовые купола составляют единый структурный парагенез [28].

Несмотря на принципиальное сходство процессов рифтогенеза в фанерозое и раннем докембрии, нельзя не отметить той очевидной разницы, которая заключается в конечных результатах этих процессов. В течение фанерозоя следствием рифтогенеза явилось формирование громадных по размеру, но немногочисленных бассейнов с корой океанического типа, а в раннем докембрии рифтогенез никогда не приводил к образованию структур, соизмеримых с современными океанами. Однако число ЗП, установленных в пределах докембрийских щитов, настолько велико, что их суммарная величина не уступает, например, размерам Атлантического океана.

Мы видим, следовательно, что специфика геодинамики раннего докембраия заключается в том, что происходило только раздвижение протокоры и образование новой коры океанического типа в ЗП — без компенсирующего сжатия и поглощения протокоры.

В основу предлагаемой модели рифтогенеза в раннем докембреии, когда растяжение литосферы происходит без ее поглощения в зонах субдукции (т. е. механизм тектоники плит не реализуется), положены результаты исследований, выполненных В. А. Калининым и Н. А. Сергеевой в 1975—1977 гг.

Расчеты показали, что полная энергия современной Земли*, с учетом энергии, затраченной на плавление ядра, составляет $2,242 \cdot 10^{32}$ Дж, тогда как полная энергия недифференцированной протоземли равна $2,261 \cdot 10^{32}$ Дж. Разность этих энергий $1,9 \cdot 10^{30}$ Дж была компенсирована при эволюции Земли другими источниками тепла, в основном энергией радиоактивного распада. Для сравнения отметим, что при гравитационной дифференциации выделилась энергия $1,23 \cdot 10^{31}$ Дж [23].

В процессе эволюции радиус Земли увеличился примерно на 115 км: на 10 км при дифференциации из-за разной сжимаемости тяжелого и легкого компонентов, на 80 км за счет теплового расширения при нагревании Земли и на 25 км при плавлении вещества ядра. Суммарное увеличение поверхности Земли, обусловленное ее расширением, составляет $1,8 \cdot 10^7$ км². Это примерно тридцатая часть ее современной поверхности и десятая часть площади континентов.

Если бы во время эволюции Земля оставалась сферически симметричной по своим свойствам, то увеличение ее поверхности происходило бы равномерно во всех точках. Наличие достаточно

* Полная энергия планеты состоит из суммы ее гравитационной энергии, отсчитанной от состояния, в котором ее вещество распылено по бесконечности, и термодинамической внутренней энергии слагающих ее веществ, отсчитанной по их энергии при нормальных условиях, т. е. на поверхности планеты.

крупных неоднородностей должно значительно изменять характер процесса расширения Земли.

Наиболее вероятным явлением, приведшим к образованию достаточно крупных неоднородностей, следует считать интенсивную бомбардировку Земли крупными телами, которой она подверглась 4,5—4,0 или 4,2—3,8 млрд. лет назад [23]. При падении на Землю больших тел на ее поверхности могли образоваться гигантские кратеры радиусом порядка 1000 км. Термические аномалии, вызванные бомбардировкой, должны существовать длительное время и вызывать плавление мантийного вещества. Эффект, связанный с импактными структурами, соизмерим с энергией эндогенных процессов [196].

Вполне допустимо, что следы бомбардировки были распределены на поверхности Земли неравномерно и группировались с одной ее стороны в виде полумесяца или подковы [23]. Тогда именно эти области должны были лидировать в своем развитии. Их размеры были достаточно велики, чтобы они могли развиваться самостоятельно, без притока энергии извне. Наиболее мощным источником энергии, поддерживающим процессы в этих областях, была локальная гравитационная дифференциация, происходившая в зонах расплавления, подстилающих такие области. Здесь произошли первые излияния ультраосновных магм, соответствующих расплаву почти недифференцированного вещества древней мантии. Они первыми обогатились более легким сиалическим веществом и за счет этого стали легче, чем соседние более холодные области. Затем они всплыли и утолщились настолько, что никакие последующие процессы не смогли «потопить» эти легкие «плоты», послужившие основой континентальной коры.

Приведенные данные показывают, что в геологической истории Земли, начало которой определяется возрастом древнейших пород, можно выделить два главных этапа, принципиально различающихся всем стилем процессов, происходящих на ее поверхности (и доступных прямому изучению) и в глубоких недрах (и поддающихся теоретическому анализу). Временная граница между этими этапами относится к рубежу между ранним и поздним протерозоем.

Первый этап (3,8—1,7 млрд. лет) характеризовался увеличением радиуса Земли на 100 км, что дает среднюю скорость $6 \cdot 10^{-3}$ см/год. Суммарный прирост поверхности Земли (порядка $1,8 \cdot 10^7$ км²) произошел за счет ее расширения, вызванного гравитационной дифференциацией, нагреванием Земли и плавлением вещества Земли. К концу первого этапа было сформировано около 80—85 % всей площади современной континентальной коры, и это дает основание считать, что значительная часть энергии, затраченной на гравитационную дифференциацию, была израсходована в течение данного этапа. В этой связи нельзя не обратить внимание на результаты изучения изотопии свинца и стронция, показавшие, что формирование ядра Земли происходило длительно и закончилось около 1,5 млрд. лет назад.

Как было отмечено, все наши сведения о геодинамике в раннем докембрии основаны на изучении гранит-зеленокаменных поясов. Мы не знаем закономерностей их пространственного положения для ранней Земли, но можно думать, что их локализация была в значительной степени предопределена импактными структурами, сформировавшимися в докембрическую стадию развития Земли. Именно такие участки земной поверхности в силу более высокой температуры, вызванной метеоритной бомбардировкой, являлись теми ослабленными зонами, где растяжение и разрыв протокоры вследствие расширения Земли происходил значительно легче.

Если учесть, что ширина ЗП была небольшой (до первых десятков километров), а число их достаточно велико, то становится очевидным, что зоны раздвижения протокоры не образовывали таких обширных бассейнов, как современные океаны. При длительности развития ЗП в десятки и первые сотни миллионов лет очевидна и небольшая скорость раздвижения протокоры в раннем докембре (на порядок ниже, чем для мезозойских океанов).

Таким образом, мы считаем, что расширение Земли приводило к растяжению и раздвижению протокоры. Этот процесс в условиях высоких температурных градиентов инициировал плавление мантии и интенсивный вулканизм, специфика которого заключалась в излиянии лав ультраосновного состава. Такой характер вулканизма в широких масштабах никогда больше в истории Земли не повторялся.

Учитывая, что ранние стадии развития на внутренних планетах Солнечной системы имели близкие черты (метеоритная бомбардировка, интенсивный базальтовый вулканизм), следовало бы ожидать, что все эти планеты прошли стадию расширения. Действительно, многими исследователями отмечались в той или иной степени выраженные признаки рифтогенеза на Марсе, Венере, Луне, Меркурии, а также на ряде спутников Юпитера [47, 48, 155]. Никаких данных в пользу субдукции не обнаружено, что позволяет связывать рифтогенез с общим расширением планетных тел. Следовательно, рифтогенез является процессом, присущим ранним стадиям развития всех планет и отражающим их общее расширение. Степень выраженности этого процесса различна и, возможно, определяется величиной изменения радиуса.

Второй этап в развитии Земли (начиная с 1,7 млрд. лет) проекал уже в условиях развитой континентальной коры. Геологические, геохимические и геофизические данные показывают, что крупномасштабные перемещения литосферы начались не ранее 1,0 млрд. лет и сопровождались субдукцией океанической литосферы [173].

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ, ПАЛЕОЗОЙ И МЕЗОЗОЙ

Начиная с позднего докембрия развитие рифтовых структур происходит уже в условиях зрелой континентальной коры с мощным гранитным (гранитно-метаморфическим) слоем, и это пред-

определило различие раннедокембрийского и позднедокембрийско-фанерозойского рифтогенеза как двух самых крупных этапов в развитии Земли.

Формирование мощной и достаточно жесткой литосферы к рубежу 1,7—1,8 млрд. лет создало необходимые предпосылки для крупномасштабных перемещений литосферы, которые, однако, по имеющимся данным [173], начались не ранее 1,0 млрд. лет назад. В этой связи возникают два вопроса: 1) каким образом произошел переход от раннедокембрийского рифтогенеза без субдукции к рифтогенезу фанерозойского типа, когда действовала тектоника плит, 2) какова природа этого переходного этапа длительностью в 600—800 млн. лет? Ответ на эти вопросы связан с проблемой возникновения субдукции в позднем докембре.

К концу первого этапа развития Земли уже существовали крупные блоки материковой коры, соизмеримые с современными континентами и разделенные океаническими бассейнами шириной в первые сотни километров. Переходная зона между ними имела все признаки пассивной окраины и являлась, с нашей точки зрения, той областью, дальнейшее развитие которой привело к началу субдукции океанической литосферы.

Природу этого явления мы связываем с переходом базальта в эклогит, для реализации которого, по А. Рингвуду и Д. Грину, необходимы следующие условия: 1) температура не менее 300 °С, 2) низкое парциальное давление воды, 3) значительное время, 4) наличие сдвиговых деформаций в зоне перехода и 5) химический состав исходных пород (низкокалиевые толенты океанической коры), определяющий минимальное давление для начала процесса перехода базальта в эклогит.

Сочетание всех указанных условий (особенно 1,4 и 5) наблюдается только в условиях пассивных окраин, а значительное время вытекает из самой постановки задачи. Необходимо обратить внимание на пункт 4: по расчетам С. Клоэтинга и др., за счет тяжести осадков на пассивных окраинах могут развиваться напряжения до 300 МПа, которые хотя и не могут привести к разрыву литосферы, но в процессе перехода базальт—эклогит способствуют возникновению разрыва литосферы на границе континент—океан. Время, необходимое для преобразования пассивной окраины в активную, должно составлять не менее 200 млн. лет, исходя из факта существования современных пассивных окраин в течение такого отрезка времени.

Предлагаемое объяснение зарождения зон Беньофа и начала субдукции в конце рифея нам представляется более естественным и отвечающим всей совокупности геологических данных о геодинамике переходного этапа в отличие от развивающей некоторыми исследователями идеи о смене мелкоячеистой конвекции на ранних этапах развития Земли крупноячеистой в фанерозое. Возможность превращения пассивных окраин Атлантического типа (геосинклиналей, по Ч. Дрейку и др.) в орогеническую область в результате пе-

рехода базальт—эклогит обсуждалась еще до появления тектоники плит (A. Ringwood, D. Green).

В последнее десятилетие проблеме рифтогенеза в позднем докембрии—фанерозое было посвящено большое число публикаций. Хорошой сводкой по рифтогенезу на древних платформах является монография Е. Е. Милановского [61].

Анализ материалов по различным районам Земли приводит к выводу о чрезвычайно широком проявлении рифтогенеза в течение последних 2 млрд. лет, причем в качестве главной тенденции выступает все возрастающая во времени роль океанического рифтогенеза, который становится доминирующим, начиная с мезозоя. Другой вывод общего характера заключается в том, что многие осадочные и вулканогенные образования (особенно позднего докембрия и палеозоя), рассматривавшиеся ранее как мио- или эвгеосинклинальные, стали относить к рифтогенным формациям. В качестве хорошего примера можно привести работу Дж. Стюарта [48].

Наиболее важная черта континентального рифтогенеза данного этапа заключается в том влиянии, которое он оказал на развитие древних и молодых платформ в пострифтовую стадию. Речь идет об образовании обширных осадочных бассейнов (синеклиз) над прекратившими свое развитие рифтами (авлакогенами). Эту закономерность, впервые отмеченную Н. С. Шатским, было предложено называть правилом Шатского [25].

Современные представления о причинах образования внутриплатформенных осадочных бассейнов связаны с идеей термического сжатия литосферы при ее охлаждении. Поиски приемлемого механизма начального разогрева привели позднее Д. Маккензи [156] к мысли о ее растяжении, вызывающем подъем кровли горячей астеносферы, вследствие чего литосфера нагревается. Последующие опускание и образование осадочного бассейна являются результатом термического сжатия литосферы при ее охлаждении, как и предполагал Н. Слип. Модель Маккензи достаточно хорошо увязывается с эмпирическими кривыми прогибания при растяжении литосферы от 50 до 200 %, однако такие величины не подтверждаются геологическими и геофизическими данными [84, 158, 191, 206].

В основе другой модели образования надрифтовых осадочных бассейнов, не требующей значительного растяжения литосферы [25], лежит идея о существенной роли эффекта затвердевания частично расплавленной аномальной мантии. Сравнение расчетных кривых опускания кривыми тектонического прогибания (влияние тяжести осадков исключено) показало (рис. 76), что и те, и другие характеризуются двумя фазами: быстрого и медленного прогибания. Быстрое опускание (первый этап развития осадочного бассейна) является следствием затвердевания расплава в аномальной мантии, а медленное опускание (второй этап) отражает термическое сжатие литосферы в процессе ее охлаждения. Поскольку степень частичного плавления и мощность аномальной мантии (глав-

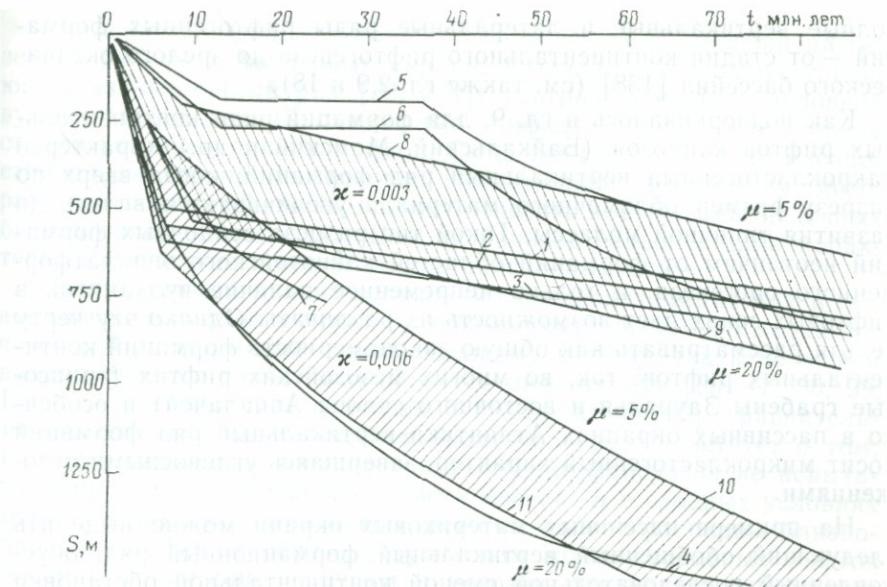


Рис. 76. Сравнение эмпирических и расчетных кривых пострифтового прогибания [25].

1—3 — Центральный грабен Северного моря; 4 — Канадские Скалистые горы; 5, 6 — Западная Сибирь (5 — скв. 5, Южный Ямал, 6 — скв. 6, Чудымская 1-Р); 7 — пассивная окраина Атлантического побережья США (скв. Cost G-2); 8—11 — расчетные кривые прогибания для двух значений коэффициента температуропроводности. Штриховкой показаны области амплитуд прогибания при изменении степени частичного плавления в аномальной мантии от 5 до 20 %

ные факторы, определяющие амплитуду быстрой фазы) могут меняться как в разных рифтовых зонах, так и в пределах отдельно взятого рифта, то, естественно, эмпирические кривые прогибания должны различаться, что и следует из рис. 76.

Учет эффекта затвердевания аномальной мантии снимает возражения, которые в последние годы неоднократно выдвигались против термической модели образования надрифтовых осадочных бассейнов.

Аналогичная закономерность развития, обусловленная таким же механизмом, характерна и для океанических рифтов, на месте которых при затухании активности срединных хребтов возникают осадочные бассейны (тектонотип — палеогеновый Срединно-Лабрадорский хребет) [20].

Изучение областей рифтогенеза в позднем докембрии — фанерозое дает возможность выявить характерные черты рифтогенных формаций в целом. Богатый материал в этом плане представляют данные по рифейским и палеозойским авлакогенам, мезозойским грабенам молодых платформ, но особо важное значение имело изучение пассивных окраин, где благодаря глубоководному бурению и использованию метода сейсмостратиграфии удается восстановить

полные вертикальные и латеральные ряды рифтогенных формаций — от стадии континентального рифтогенеза до зрелого океанического бассейна [138] (см. также гл. 2, 9 и 18).

Как подчеркивалось в гл. 9, для формаций ряда континентальных рифтов кайнозоя (Байкальский, Момский и др.) характерен макрокластогенный вертикальный ряд формаций, когда вверх по разрезу размер обломочного материала увеличивается вплоть до развития типичной молассы. Такой тип разреза осадочных формаций неотличим от формаций областей кайнозойского эпиплатформенного орогенеза, и только непременное наличие вулканитов в рифтовых зонах дает возможность их различать. Однако эту черту нельзя рассматривать как общую закономерность формаций континентальных рифтов: так, во многих мезозойских рифтах (триасовые грабены Зауралья и восточного склона Аппалачей) и особенно в пассивных окраинах Атлантики вертикальный ряд формаций носит микрокластогенный характер, завершаясь угленосными отложениями.

На примере пассивных материковых окраин можно выделить следующий обобщенный вертикальный формационный ряд, обусловленный последовательной сменой континентальной обстановки осадконакопления морской (океанической).

1. Формации начальной стадии (континентального рифтогенеза) подробно описаны в гл. 9. Здесь еще раз обратим внимание на то, что в зависимости от степени утонения литосферы континентальные фации как по вертикали, так и по латерали могут сменяться мелководными морскими отложениями (известняки, доломиты), удивительно напоминая в этом отношении орогенные формации. Обычно морские отложения находятся в тесной связи с эвапоритами, которые широко развиты на материковых окраинах Северной Америки, Европы и Северной Африки, а в южной части Атлантики сменяются угленосными и терригенными отложениями, подчеркивая тем самым влияние климатической зональности на осадконакопление. Помимо тектонического фактора существенную роль играют эвстатические трансгрессии.

2. Формации переходной стадии связаны с дальнейшим утонением литосферы и прогибанием в области материкового склона, что вызывает образование сложно построенных латеральных рядов морских и прибрежно-дельтовых отложений, богатых органическим веществом. Характерным членом латерального ряда являются черные глины.

3. Формации зрелой стадии отражают региональное прогибание, приводящее к широкому развитию глубоководных отложений, формирующихся выше КГК (см. также гл. 2 и 9): карбонатные илы, турбидиты и контуриты. С увеличением глубины осадконакопления (более 4000 м) появляются кремнистые породы. А. И. Конюхов [49] обращает внимание на закономерное сочетание кремнистых пород с магнезиальными глинами и фосфоритами, считая это результатом регионального апвеллинга.

Изучение состава вулканитов, участвующих в строении разрезов пассивных материковых окраин, позволило установить следующий эволюционный ряд [22, 132]: ультращелочной и щелочной вулканизм (включая контрастные дифференцированные серии) стадии континентальных рифтов. Сюда же входит широко распространенная группа базальтов с нормативным гиперстеном, которую, как показал Ф. Чейз, следует относить к формации щелочных базальтоидов (см. гл. 11). Для вулканитов первой стадии характерно присутствие ксенолитов ультраосновных пород.

Сравнительный анализ вулканизма позднедокембрийских и фанерозойских рифтов выявил их общее сходство как по характерному набору формаций и вещественному составу, так и по общей направленности развития в процессе рифтогенеза [20, 47, 55, 99, 131]. Как справедливо отметила З. М. Ляшкевич [65], сравнительное постоянство магматических продуктов свидетельствует о том, что верхняя мантия континентов в течение фанерозоя не испытала значительных изменений в своем составе и в сходных условиях рифтогенного геодинамического режима давала расплавы близкого состава. Таким образом, вулканизм континентальных рифтов позднего докембрая, палеозоя и мезозоя тождествен вулканизму кайнозойских рифтов. Единственное различие связано с тем, что длительное континентальное развитие в ряде случаев приводит к значительному денудационному срезу, в результате чего становится возможным изучение «корней вулканов», т. е. плутонических формаций (например, грабен Осло). Это способствует более полному анализу магматизма рифтовых зон [47, 197].

На переходной стадии появляются кварц-нормативные толенты, которые сменяются низкокалиевыми оливин-гиперстеновыми толентами, отвечающими началу океанической стадии рифтогенеза.

Особое место в отмеченном эволюционном ряду вулканизма занимают высокомагнезиальные и высокотитанистые лавы, обычно связанные с зонами тройного сочленения. Геохимическая специфика этих лав, как правило, сохраняется на протяжении всего цикла развития рифтов (см. также гл. 11).

Из совместного анализа вулканогенных и осадочных формаций раннего докембрая и позднего докембрая—фанерозоя следует, что пассивные материковые окраины, подобные мезо-кайнозойским, прослеживаются в истории Земли, начиная с рубежа 1,8—2,0 млрд. лет. Специфика осадочных формаций позднего докембрая, отличающая их от более ранних образований, заключается в повсеместном развитии формации коры выветривания, образующей базальные горизонты рифтогенных формаций, и широком развитии красноцветов, начиная с 2,0 млрд. лет, хотя первое появление тех и других отмечается уже в раннем протерозое [65]. Поскольку осадочные формации развиваются не только, а точнее, не столько под влиянием тектонических процессов, сколько под воздействием климатической обстановки (особенно заметно влияние изменения содержания кислорода и углекислого газа в древней атмосфере на эволюцию осадков), то, естественно, в геологической

летописи мы не наблюдаем столь резко выраженной временной границы смены характера осадочных рифтогенных формаций при переходе от раннего докембрия к позднему (например, упоминавшиеся формации коры выветривания и красноцветная). В то же время различие магматических формаций на том же временном интервале выражается весьма отчетливо: так, щелочные породы получают широкое развитие, начиная с 2,0 млрд. лет [27, 131], и с ними связано первое появление шпинелевых и гранат-шпинелевых ксенолитов, неизвестных в лавах раннего докембра.

Анализ рифтогенных формаций в целом приводит к выводу о необходимости их выделения в ранг самостоятельных формаций как отражение ведущего в истории Земли тектонического режима. Это ставит перед тектоникой и геодинамикой определенные проблемы, ибо рифтогенные формации, несмотря на конвергенцию ряда признаков, достаточно легко отделяются от орогенных (по характеру вулканизма), но неотличимы от формаций ранних стадий развития геосинклинальных областей.

Глава 16.

БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ СОВРЕМЕННЫХ РИФТОВЫХ ЗОН И ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение базальтоидного вулканизма имеет особое значение для выявления связей между тектоникой и магматизмом ввиду того, что генерация базальтовых расплавов происходит в верхней (аномальной) мантии в широком диапазоне глубин (от 100 до 10 км); влияние контаминации земной коры на химический состав базальтовых расплавов ничтожно и сказывается только на составах конечных продуктов фракционирования дифференцированных серий, развивающихся в малоглубинных магматических камерах. Из всех породных групп магматических формаций базальты являются идеальным объектом для сравнительного анализа вулканизма современных рифтовых областей Земли, позволяющего выявлять изменение составов не только в эволюционном ряду рифтогенеза, но и в развитии базальтоидного магматизма Земли в целом.

В основу настоящей главы положены результаты многолетних исследований автора, в процессе которых составлен петрохимический банк* по базальтоидному вулканализму. Он включает около 40 000 силикатных анализов, объединяющих 1200 выборок; каждая из выборок представляет совокупность анализов конкретных разрезов различных регионов Земли (минимальное количество ана-

* В основу петрохимического банка положены материалы, взятые из литературных источников; использованы также неопубликованные данные, предоставленные автору рядом геологов (около 3000 анализов), и результаты личных исследований (около 2000 анализов).

лизов в выборке определяется числом главных петрогенных элементов), позволяющих изучать вариации химического состава базальтоидов различных геодинамических обстановок, начиная от раннего архея до современной эпохи.

Обработка первичных данных производилась с помощью широкого комплекса методов многомерного статистического анализа, из которых наиболее эффективным и наглядным является метод главных компонент как одной из модификаций факторного анализа. Его преимущество заключается в том, что он позволяет (в отличие от обычных бинарных и тройных диаграмм, используемых при петрохимических исследованиях) учесть вклад всех главных петрогенных элементов и на этой основе обоснованно (в количественной форме) устанавливать черты сходства и различия изучаемых объектов.

В современной науке, и в геологии в частности, факторный анализ широко применяется для различных целей [3, 35]. Дж. Кенн был первым, кто использовал факторный анализ для изучения вариаций химизма абиссальных толентов. Позднее (1976 г.) Дж. Пирс применил этот метод в классификационных целях, однако ограниченный объем данных (около 400 анализов, в которые вошли единичные анализы из разных районов) не позволил ему справиться с поставленной задачей — определять по валовому составу базальтов их формационную (тектоническую) принадлежность.

Опыт наших исследований показал, что такая задача может быть решена только в том случае, если есть уверенность в устойчивости ковариационной (или корреляционной) матрицы факторных нагрузок, которая при достижении некоторого критического объема данных уже не меняется, даже если ввести в исходный массив достаточно большое количество новых анализов.

Все приведенные ниже диаграммы построены в осях I и II факторов (главных компонент), которые учитывают максимальный вклад в суммарную дисперсию переменных (не менее 70 %). Естественно, что классификация базальтоидов должна строиться с учетом всех факторов [петрологической интерпретации поддаются первые три фактора, а последний (IV) отражает шум, обусловленный различным качеством исходных данных (точностью анализов)]. Однако для решения задач, поставленных в этой главе, достаточно, как мы увидим, использовать диаграмму, построенную в плоскости осей I и II факторов.

Из всего массива данных мы использовали те анализы, которые были приведены при разборке вулканализма океанических и континентальных рифтов (они показаны номерами, которые можно легко найти в соответствующих таблицах; см. подписи к рис. 77—83). Объем настоящей главы не позволяет привести факторные диаграммы для базальтоидов позднего докембрия, палеозоя и мезозоя, но в этом нет необходимости, поскольку широкое развитие рифтогенеза в течение данного этапа истории Земли ни у кого не вызывает сомнений. Поэтому мы ограничиваемся анализом ди-

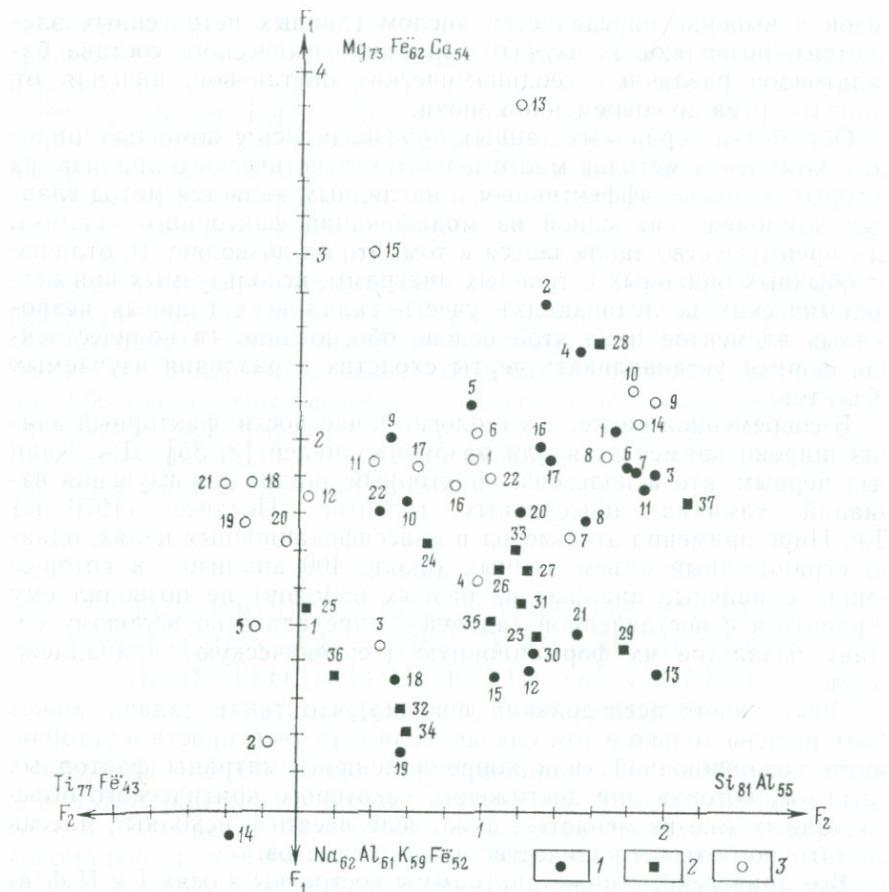


Рис. 77. Факторная диаграмма в плоскости осей I и II факторов для средних составов базальтов срединных хребтов Атлантического (1), Индийского (2) и Тихого (3) океанов.

1—2 — см. табл. 4 (1 — ан. 1—22, 2 — ан. 23—37); 3 — см. табл. 5, ан. 1—22

грамм для кайнозойских базальтов различных геодинамических обстановок с тем, чтобы можно было обсудить формационную принадлежность базальтов раннего докембрия и офнолитов фанерозоя.

Вулканизм срединно-океанических хребтов и океанических островов. На рис. 77 в плоскости осей I и II факторов показано положение фигуративных точек средних составов базальтов срединных хребтов Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Диаграмма достаточно наглядно подтверждает вывод (гл. 6) об отсутствии различия в химизме базальтов океанов с разной скоростью движения литосферных плит; области составов базальтов всех океанов взаимно перекрываются. Вместе с тем

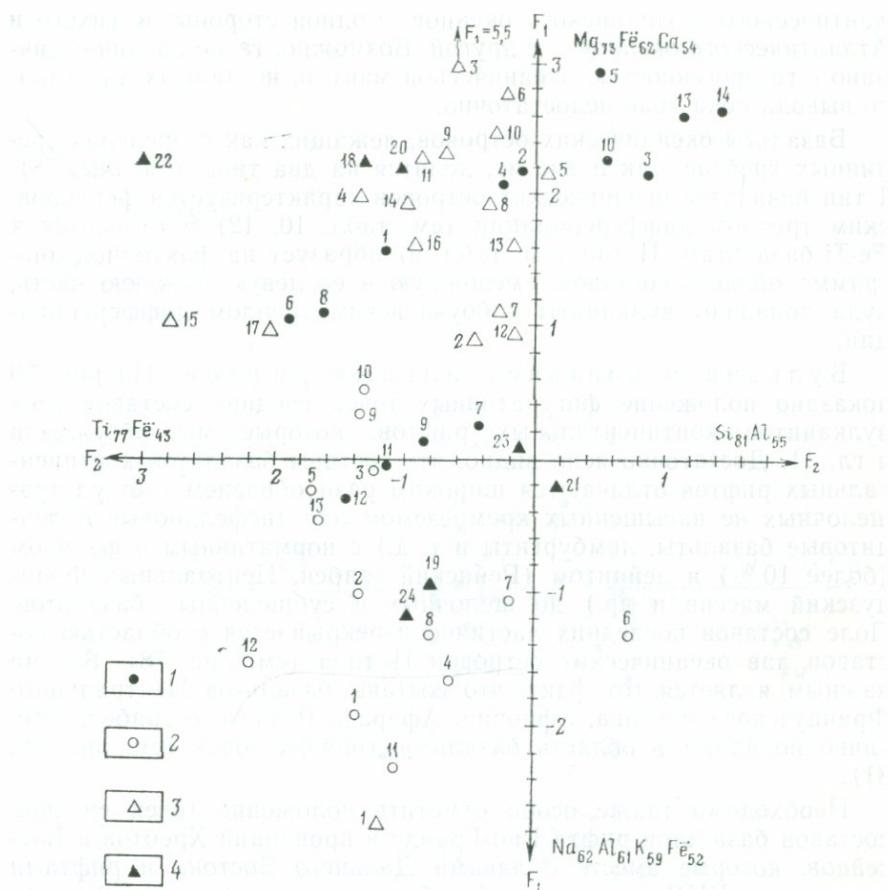


Рис. 78. Факторная диаграмма в плоскости осей I и II факторов для средних составов базальтов Исландии (1) и островов Атлантического (2), Тихого (3) и Индийского (4) океанов.

1 — см. табл. 11, ан. 1—14; 2 — см. табл. 7, ан. 1—13, 3, 4 — см. табл. 8 (3 — ан. 1—17, 4 — ан. 18—24).

Следует отметить, что на фоне общего хаотичного расположения точек в факторной плоскости можно выделить определенные группировки. В частности, нельзя не заметить, что внутри всей совокупности фигуративных точек абиссальных толеитов намечается выделение на менее трех типов базальтов.

Обсуждение деталей классификации донных толеитов не входит в задачу этой главы; отметим только тип базальтов горячих точек срединных хребтов (Fe-Ti-базальты), которые вместе с лавами островов Исландии и Гавайи (рис. 78) образуют четко обособленную группу: ее границы показаны на рис. 81.

Что касается других типов базальтов, то следует отметить тенденцию объединения фигуративных точек составов толеитов Ат-

лантического и Индийского океанов, с одной стороны, и Тихого и Атлантического океанов — с другой. Возможно, такое различие связано с гетерогенностью океанической мантии, но данных для такого вывода пока явно недостаточно.

Базальты океанических островов, лежащих как в пределах срединных хребтов, так и вне их, делятся на два типа (см. рис. 78). I тип базальтов океанических островов характеризуется феннеровским трендом дифференциации (см. табл. 10, 12) и относится к Fe-Ti-базальтам. II тип (см. табл. 9) образует на факторной диаграмме область составов,мещенную в ее левую нижнюю часть, куда попадают вулканиты с боуэновским трендом дифференциации.

Вулканизм континентальных рифтов. На рис. 79 показано положение фигуративных точек средних составов всех вулканитов континентальных рифтов, которые мы обсуждали в гл. 11. Достаточно ясно видно, что составы базальтов континентальных рифтов отличаются широким разнообразием — от ультращелочных не насыщенных кремнеземом лав (нефелиновые и лейцитовые базальты, лимбургиты и т. д.) с нормативным нефелином (более 10 %) и лейцитом (Рейнский грабен, Центральный Французский массив и др.) до щелочных и субщелочных базальтов. Поле составов последних частично перекрывается с областью составов лав океанических островов II типа (см. рис. 78). Весьма важным является тот факт, что составы базальтов Центрального Французского массива, Эфиопии, Афара и Рейнского грабена частично попадают в область базальтов горячих точек (см. рис. 79, 81).

Необходимо также особо отметить положение точек средних составов базальтов рифта Рио-Гранде и провинции Хребтов и Бассейнов, которые вместе с лавами Дальнего Востока и рифтами территории КНР занимают обособленное положение на факторной диаграмме (см. рис. 79). Из сравнения рис. 79 и рис. 80 видно, что фигуративные точки составов базальтов этих областей перекрываются с полем составов базальтов островных дуг, что уже указывает на наличие известково-щелочной тенденции. Это является достаточно убедительным, с нашей точки зрения, доказательством в пользу предположения о влиянии древней субдуктированной литосферы, с плавлением которой связываются особенности кайнозойского вулканизма Запада США [177 и др.]. Специфика рифтогенных базальтов рифта Рио-Гранде находит подтверждение и в изучении их изотопии и состава найденных в них ксенолитов [99, 177].

Важно также обратить внимание на то, что базальты осевой части рифта Рио-Гранде в районе Альбукерке (точка 47 на рис. 79) попадают в область составов типичных абиссальных толеитов, что указывает на существование очень тонкой литосферы в момент их формирования, создающей P - T условия генерации базальтовых расплавов, близкие к океаническим. Данные по тепловым потокам

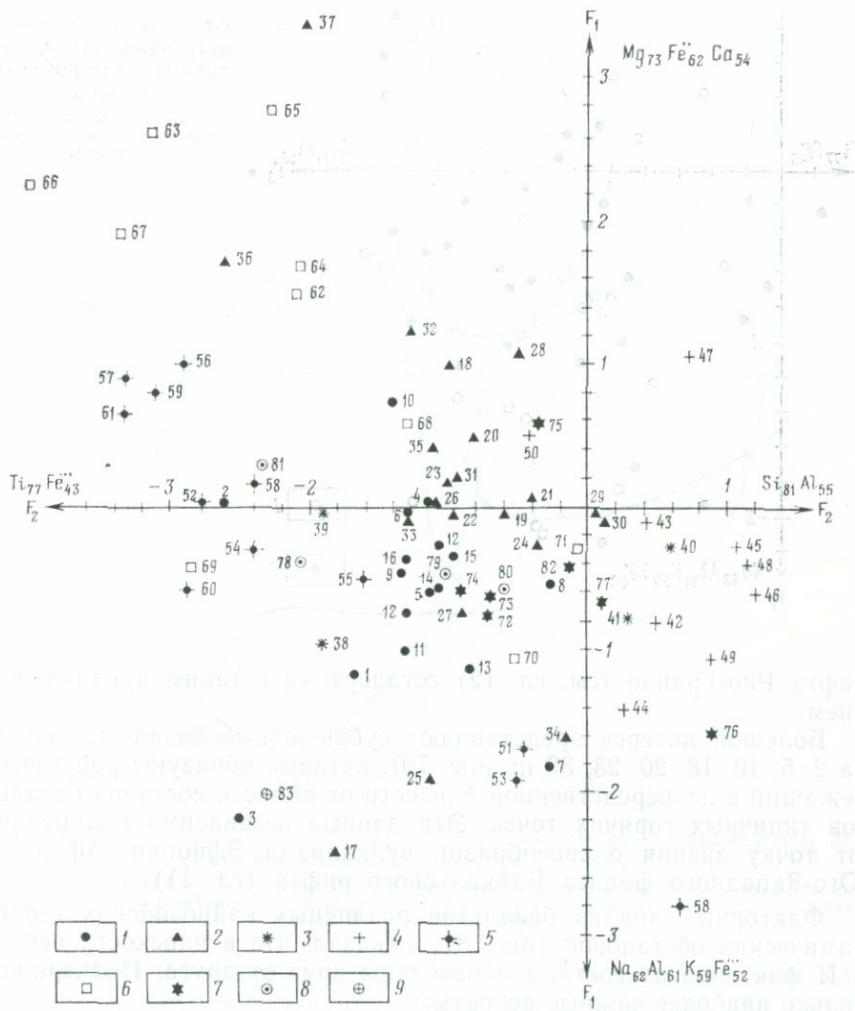


Рис. 79. Факторная диаграмма в плоскости осей I и II факторов для средних составов базальтов кайнозойских континентальных рифтов.

1 — Байкальский рифт (см. табл. 16, ан. 1—16); 2 — Африкано-Аравийский рифтовый пояс (см. табл. 17, ан. 17—37); 3 — провинции Хребтов и Бассейнов (см. табл. 18, ан. 38—41); 4 — рифт Рио-Гранде (см. табл. 18, ан. 42—50); 5 — Центральный Французский массив (см. табл. 19, ан. 51—61); 6 — Рейнский грабен (см. табл. 19, ан. 62—69) и Паннонский массив (см. табл. 19, ан. 70, 71); 7 — рифты восточной части КНР и Дальнего Востока СССР (см. табл. 20, ан. 72—77); 8 — рифтовые зоны Индокитая (см. табл. 20, ан. 78—82); 9 — Момский рифт (см. табл. 20, ан. 83).

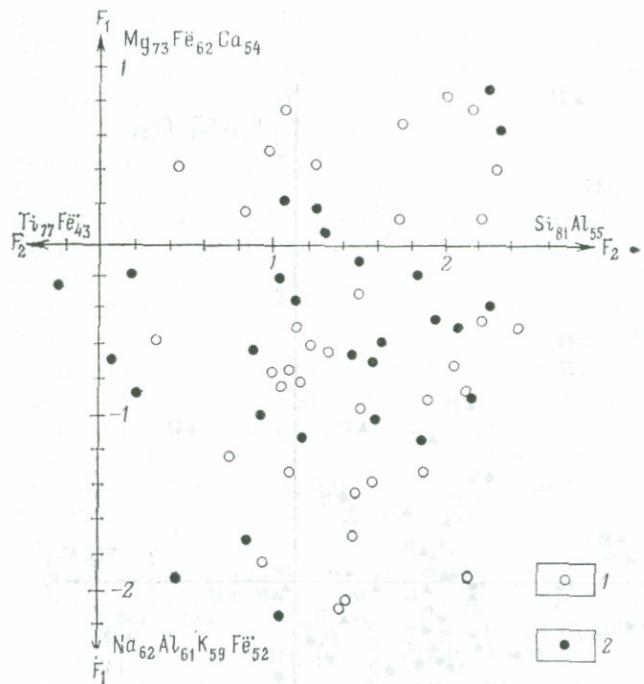


Рис. 80. Факторная диаграмма в плоскости осей I и II факторов для средних составов современных островных дуг и активных материковых окраин.

1 — юные дуги, 2 — зрелые дуги и активные окраины

рифта Рио-Гранде (см. гл. 12) согласуются с таким предположением.

Большой интерес представляют субщелочные базальты (номера 2, 5, 10, 18, 20, 28, 32 на рис. 79), которые образуют рой точек, лежащий в непосредственной близости от области составов базальтов типичных горячих точек. Эти данные независимо подкрепляют точку зрения о своеобразии вулканизма Эфиопии, Афара и Юго-Западного фланга Байкальского рифта (гл. 11).

Факторный анализ базальтов различных кайнозойских геодинамических обстановок (рис. 81) показал, что в плоскости осей I и II факторов их составы обособлены друг от друга. Подчеркнем только наиболее важные аспекты.

1. Базальты примитивных (юных) и зрелых островных дуг и активных материковых окраин неразличимы на диаграмме.

2. Базальты окраинных морей образуют поле, вписывающееся в область составов базальтов, формирование которых происходит в условиях субдукции литосферы.

3. Поля составов щелочных базальтоидов континентальных рифтов и океанических островов частично перекрывают друг друга, но их тренды в плоскости осей всех трех факторов, то есть в трехмерном пространстве признаков, всегда различаются.

Из результатов проведенного факторного анализа вытекает вы-

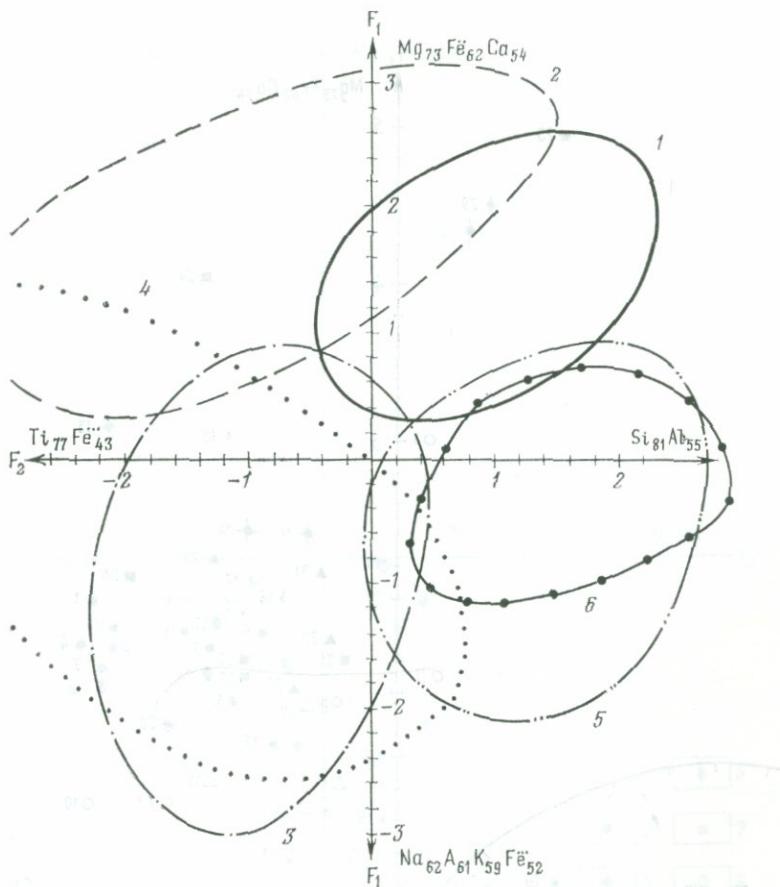


Рис. 81. Поля составов базальтов различных современных геодинамических обстановок в плоскости осей I и II фактора.

1 — срединно-океанические хребты; 2 — области горячих точек в океане; 3 — океанические острова; 4 — континентальные рифты; 5 — островные дуги и активные материковые окраины; 6 — окраинные моря

вод принципиального характера: валовый химический состав базальтов* может быть использован как важный признак диагности-

* Опыт работы показал, что только последовательно опробованные разрезы вулканогенных формаций могут использоваться для диагностики. Это касается не только разработанной методики, но и обычных приемов петрохимической обработки. Использование единичных анализов, взятых из различных разрезов и объединяемых в одну совокупность, неизбежно приводит к ошибочным результатам. Примером подобного рода ошибки является история изучения амфиболитов ангинской серии Приольхонья, которые относили то к андезитобазальтам островных дуг, то к офиолитовой ассоциации. Послойное опробование амфиболитов Приольхонья, в результате которого было получено около 100 анализов, обработанных на основе только традиционных петрохимических диаграмм, показывает, что эти амфиболиты формировались в условиях океанического рифтогенеза [28] (см. также рис. 81).

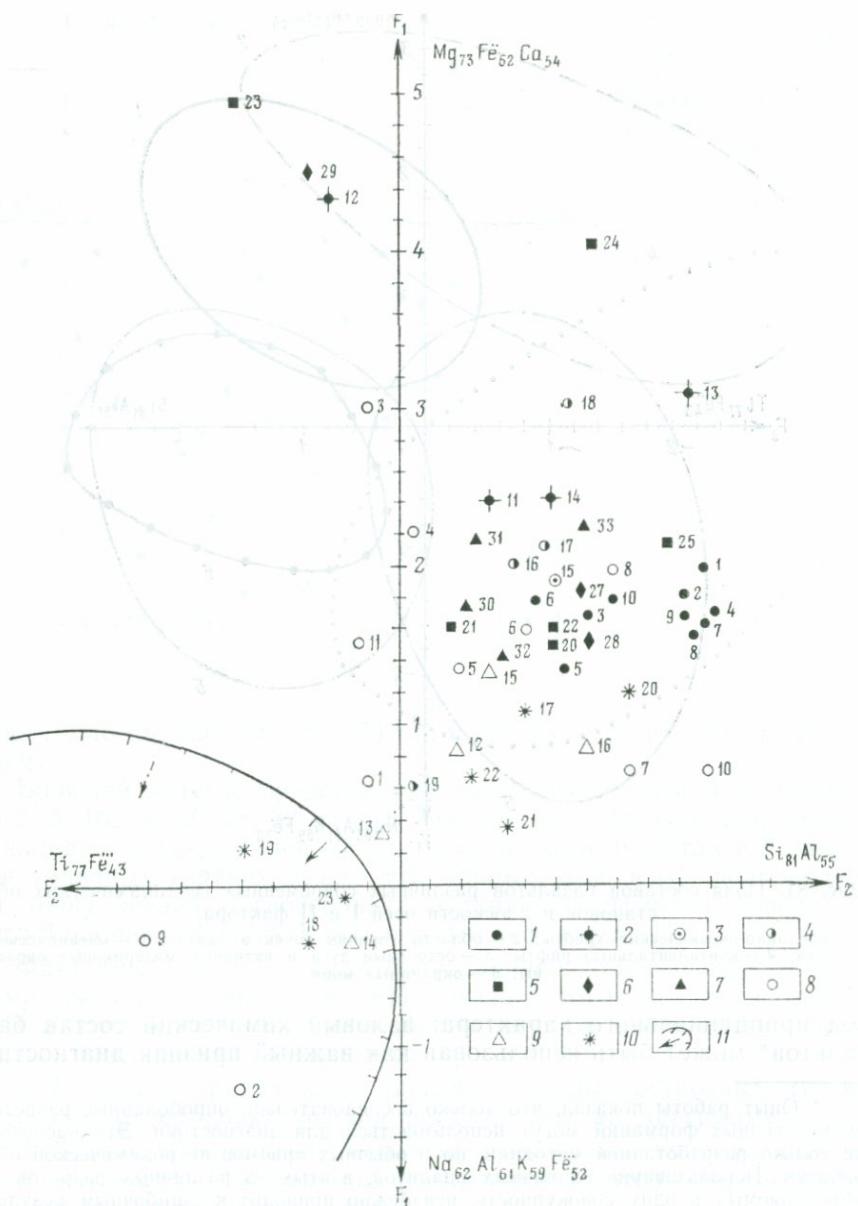


Рис. 82. Факторная диаграмма в плоскости осей I и II факторов для средних составов метабазальтов зеленокаменных поясов архея и раннего протерозоя.
 1—7 — архей (см. табл. 27): 1 — Западная Австралия (ан. 1—10), 2 — Африка (ан. 11—14), 3 — Индия (ан. 15), 4 — Гренландия (ан. 16—19), 5 — Канада (ан. 20—25), 6 — Карелия (ан. 27—29), 7 — Украинский щит (ан. 30—33); 8—10 — нижний протерозой (см. табл. 28): 8 — Кольский полуостров (ан. 1—11), 9 — Карелия (ан. 12—16), 10 — Восточная Сибирь (ан. 17—23), 11 — поле составов базальтов верхнего протерозоя

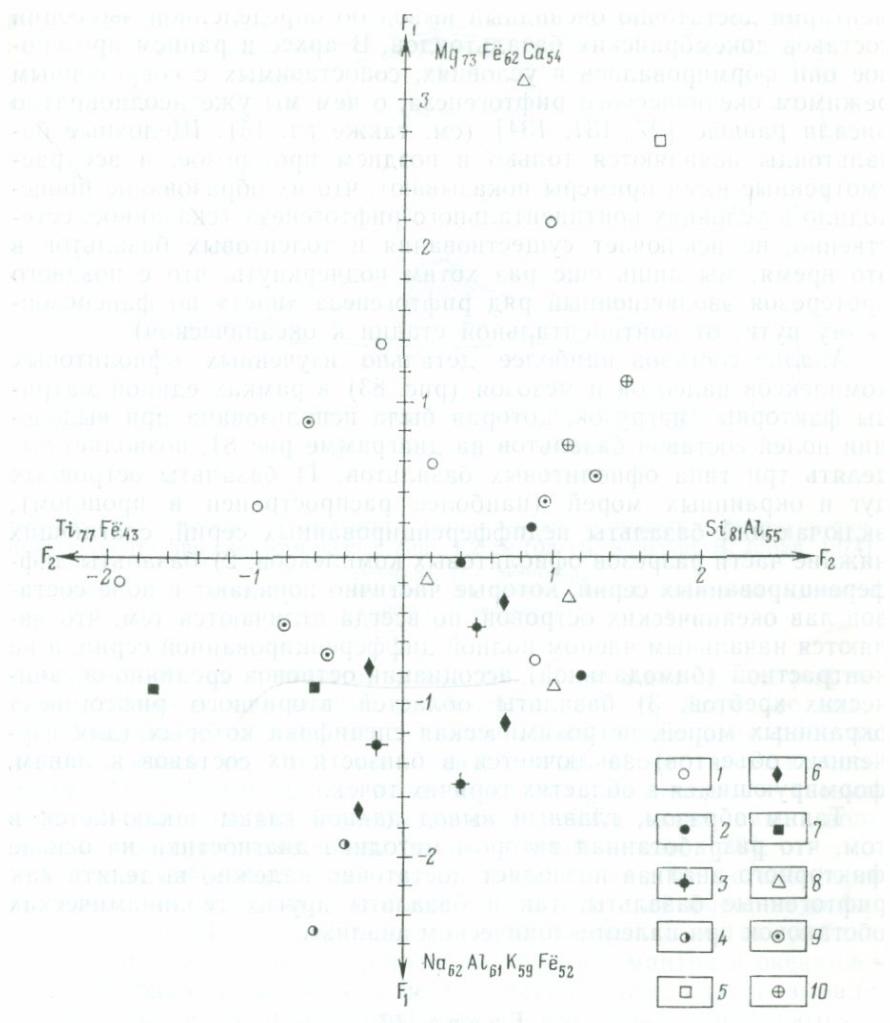


Рис. 83. Факторная диаграмма в плоскости осей I и II факторов для средних составов базальтов оphiолитовых комплексов палеозоя и мезозоя.

1 — оphiолиты палеозоя Урала, Аппалачей, Южного Тянь-Шаня и Кавказа; 2—10 — оphiолиты мезозоя (2 — Куба, 3 — Апеннини, 4 — Корсика, 5 — Каир, 6 — Малый Кавказ, 7 — Лигурийские Альпы, 8 — Оман, 9 — Греция, 10 — Румыния)

ки, позволяющий восстанавливать геодинамическую обстановку в геологическом прошлом.

Мы кратко рассмотрим лишь два примера использования разработанной методики для решения проблемы палеогеодинамики на основе петрохимического анализа базальтов: базальтоидный вулканализ раннего докембра и оphiолитовых ассоциаций фанерозоя.

Рис. 82 иллюстрирует положение фигуративных точек составов базальтов архея, раннего и позднего протерозоя; не требует ком-

ментарий достаточно очевидный вывод об определенной эволюции составов докембрийских базальтоидов. В архее и раннем протерозое они формировались в условиях, сопоставимых с современным режимом океанического рифтогенеза, о чем мы уже неоднократно писали раньше [27, 131, 134] (см. также гл. 15). Щелочные базальтоиды появляются только в позднем протерозое, и все рассмотренные нами примеры показывают, что их образование происходило в условиях континентального рифтогенеза (сказанное, естественно, не исключает существования и толеитовых базальтов в это время; мы лишь еще раз хотим подчеркнуть, что с позднего протерозоя эволюционный ряд рифтогенеза «идет» по фанерозойскому пути: от континентальной стадии к океанической).

Анализ составов наиболее детально изученных оphiолитовых комплексов палеозоя и мезозоя (рис. 83) в рамках единой матрицы факторных нагрузок, которая была использована при выделении полей составов базальтов на диаграмме рис. 81, позволяет выделять три типа оphiолитовых базальтов: 1) базальты островных дуг и окраинных морей (наиболее распространены в прошлом), включающий базальты недифференцированных серий, слагающих нижние части разрезов оphiолитовых комплексов; 2) базальты дифференцированных серий, которые частично попадают в поле составов лав океанических островов, но всегда отличаются тем, что являются начальным членом полной дифференцированной серии, а не контрастной (бимодальной) ассоциации островов срединно-океанических хребтов; 3) базальты областей вторичного рифтогенеза окраинных морей, петрохимическая специфика которых (для изученных объектов) заключается в близости их составов к лавам, формирующимися в областях горячих точек.

Таким образом, главный вывод данной главы заключается в том, что разработанная автором методика диагностики на основе факторного анализа позволяет достаточно надежно выделять как рифтогенные базальты, так и базальты других геодинамических обстановок при палеотектоническом анализе.

Глава 17.

ПРИРОДА АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ И МЕХАНИЗМ РИФТОГЕНЕЗА

Наличие слоя коромантийной смеси, или аномальной мантии, является характерной чертой глубинного строения материковых и океанических рифтов. В литературе неоднократно указывалось на вероятную связь рифтогенеза с образованием этого слоя, что в конечном итоге нашло отражение в новом термине «рифтовая подушка» (*rift pillow*). Общие свойства аномальной мантии — пониженные скорости продольных волн (7,3—7,8 км/с), затухание поперечных волн, высокая тепло- и электропроводность, пониженная вязкость — сближают ее с астеносферой. Это и послужило в свое-

Рис. 84. Геотермическая и соответствующая скоростная модель срединно-океанического хребта при скорости разрастания 1,2 см/год (S. Solomon, B. Julian, 1974)
I — астеносфера, II — литосфера, III — мантия
1—2 — солидус (1 — «мокрый», 2 — «сухой»); 3 — область низкой добротности мантии и частичного плавления

В то время основанием рассматривать аномальную мантию под рифтогенными зонами как выступ астеносферы, ибо проблема ее нижней границы оставалась нерешенной. Лишь в немногих работах предполагалось, что слой аномальной мантии обособлен от астеносферы (M. Talwani et al); в одной из них указывалось — весьма вероятно, что слой (аномальной мантии — А.Г.) имеет связь с волноводом мантии, являясь как бы выплавкой из него [20].

Впервые обособленность аномальной мантии от астеносферы была доказана в Байкальском рифте, где этот слой имеет подошву на глубине от 43 до 55 км, а астеносфера располагается на глубине 100 км. Вопрос о нижней границе аномальной мантии в океанических рифтовых зонах до сих пор не решен, хотя, как указывали М. Тальвани и др., гравитационные данные лучше согласуются с моделью обособленного тела линзовидной формы (см. рис. 23, 24). Вероятность такой модели строения верхней мантии в Красном море принимается Н. И. Павленковой [69].

Исходя из необычного характера первых вступлений от ряда землетрясений Срединно-Атлантического хребта, указывающего на неортогональное положение нодальных плоскостей, С. Соломон и Б. Джулиан предложили скоростную модель срединного хребта (рис. 84), в которой зона низких скоростей распространяется до глубины 35 км и имеет ширину 80—160 км. Из сравнения рис. 23 и 84 вытекает общее подобие моделей, построенных по независимым данным. И хотя проблема нижней границы аномальной мантии в срединно-океанических хребтах остается все же дискуссионной, следует отметить общность физических параметров этого слоя

в океанах и на материках; различие заключается в глубине залегания и, возможно, мощности. Существенно важно, что морфологическая граница областей материкового и океанического рифтогенеза совпадает с латеральной границей слоя аномальной мантии на глубине.

СОСТАВ И СОСТОЯНИЕ ВЕЩЕСТВА АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ

Изучение ультраосновных ксенолитов в щелочных породах является единственным источником сведений о составе вещества в недрах Земли, соответствующих глубинам залегания аномальной мантии. В континентальных рифтах и областях предрифтового режима (Монголия, плато Тибести и др. в Африке и т. д.) в щелочных и субщелочных базальтоидах ультраосновные включения постоянно встречаются. Среди них наиболее распространены шпинелевые лерцолиты, реже отмечаются ксенолиты гранатовых лерцолитов.

В толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов ультраосновные ксенолиты отсутствуют, но в щелочных лавах океанических островов они известны и в ряде случаев (о-в Гавайи) детально изучены. Косвенными источниками сведений о составе океанической мантии могут быть результаты драгирования нижних частей разреза океанической коры в трансформных разломах и изучение офиолитовых комплексов, однако в обоих случаях лерцолиты имеют кумулятивное происхождение либо рассматриваются как тугоплавкий остаток (рестит).

Сравнительный анализ шпинелевых лерцолитов континентальной и океанической мантии, проведенный С. Маалё и К. Аоки, показал близость их средних составов. Шпинелевые лерцолиты из различных континентальных рифтов (табл. 31) обнаруживают небольшие различия в средних содержаниях главных петrogenических элементов, что может явиться доказательством в пользу близости составов мантии континентальной и океанической литосферы в целом.

Такой вывод носит самый общий характер и является некой грубой оценкой состава вещества верхней мантии. Опыт изучения вариаций состава ультраосновных ксенолитов как в пределах достаточно больших территорий, например, Байкало-Монгольский регион [46], так и в отдельно взятых вулканических центрах показал, что по валовому химическому и модальному минеральному составу ксенолиты одной фации глубинности обнаруживают сильные различия. Более того, исследование отдельных образцов шпинелевых лерцолитов выявляет существенную гетерогенность в составе как главных, так и редких элементов, которая сопоставима с изменениями содержаний этих элементов между отдельными магматическими провинциями*. Поэтому необходимы дальнейшие

* Доклад И. Г. Ляпичева и др. на II Всесоюзном совещании по проекту «Ксенолит» (Черноголовка, февраль, 1985 г.).

Средние химические составы (%) ксенолитов шпинелевых лерцолитов в базальтах различных континентальных рифтов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	44,26	44,31	43,56	43,21	43,06	44,50	44,30	42,12	45,16	44,15	44,40
TiO ₂	0,16	0,14	0,10	0,06	0,17	0,11	0,43	0,14	0,17	0,07	0,13
Al ₂ O ₃	3,17	3,58	2,44	1,58	1,48	3,54	0,91	2,03	2,59	1,96	2,38
Fe ₂ O ₃	2,28	0,97	3,25	3,78	8,63*	0,43	2,32	1,04	1,92	8,28*	8,31*
FeO	6,88	7,51	6,11	5,13		8,16	5,80	6,74	7,26		
MgO	38,48	39,05	40,40	43,44	42,76	39,17	44,34	44,53	39,18	42,25	42,06
CaO	3,48	2,84	2,92	2,03	1,39	3,62	0,89	1,32	2,94	2,08	1,34
Na ₂ O	0,33	0,27	0,53	0,39	0,01	0,35	0,08	0,35	0,31	0,18	0,27
K ₂ O	0,10	0,07	0,21	0,14	0,01	0,00	0,01	0,08	0,07	0,05	0,09
N	42	14	18	15	27		12		16	301	83

* Суммарное содержание железа.

1, 2 — Байкальский рифт: 1 — хр. Хамар-Дабан (42 ан., данные автора), 2 — хребты Удокан и Витимское плато (14 ан.), по [4]; 3 — Паннонский бассейн (18 ан., данные автора); 4 — Центральный Французский массив (15 ан., Brousse et al.); 5, 6 — рифтовая зона Запада США: 5 — плато Колорадо (27 ан.), по [119], 6 — рифт Рио-Гранде (15 ан., Reid, Wood); 7, 8 — Африкано-Аравийский рифтовый пояс; 7 — Эфиопия (12 ан., Ottolongo et al.); 8 — Танзания (Dawson et al.); 9 — Восточная часть КНР (16 ан., Wankang et al.); 10 — средний континентальный шпинелевый ларцолит, (301 ан., Maale, Aoki); 11 — средний океанический шпинелевый ларцолит (83 ан., Maale, Aoki).

исследования на представительном количестве образцов ксенолитов для решения проблемы вещественной гетерогенности верхней мантии.

Среди многих вопросов, связанных с изучением ультраосновных ксенолитов, можно выделить два, которые имеют принципиальное значение для выяснения характера связи между аномальной мантией и рифтогенезом: 1) может ли хотя бы часть ксенолитов рассматриваться как вещество мантии, могущее при благоприятных *P-T* условиях дать расплав, состав которого отвечает вмещающим породам; 2) что дает изучение ультраосновных ксенолитов для решения проблемы о времени появления аномальной мантии под рифтовыми областями?

Существенное значение для ответа на поставленные вопросы имели исследования по изучению состава зон частичного плавления в ксенолитах и изотопии редких газов в ксенолитах и вмещающих породах.

Имеющиеся на сегодня экспериментальные данные по плавлению природных образцов ксенолитов шпинелевых лерцолитов в сухих условиях и в присутствии летучих при давлении до 2—3 ГПа не противоречат возможности получения базальтовых расплавов (Kushiro et al., Майсен, Беттчер и др.). Изучение следов частич-

ного плавления в шпинелевых лерцолитах Драйзер-Вайер, которые по модальному составу могут рассматриваться как типичные представители шпинелевой фации глубинности, показало, что состав первичного расплава близок к составу океанитов [153].

На сегодня подобных примеров изучения следов естественного частичного плавления лерцолитовых ксенолитов немного, и это очень важно. Из 75 изученных нами образцов шпинелевых лерцолитов, взятых из одного места (вулк. Тумбусун-Дулга, хр. Хамар-Дабан в юго-западной части Байкальского рифта), только в двух случаях обнаружены следы межзернового расплава. Как справедливо отмечают С. Маллэ и И. Принцлау [153], такие факты означают, что плавление нодулей не могло происходить во время их выноса к поверхности, иначе все они имели бы следы частичного плавления при постоянстве их среднего размера.

В этой связи нельзя не обратить внимание на закономерность в распределении ксенолитов по размерам, которая заключается в их логнормальном законе распределения [25], свойственном всем породам, претерпевшим дробление. Изучение сортированности ксенолитов выявило высокую корреляцию их размеров с морфологией, а именно: чем меньше размер ксенолитов, тем более правильную, близкую к эллипсовидной, форму они имеют. Эти факты приводят к предположению, что образование эллипсовидной формы ксенолитов происходило не во время их выноса на поверхность, а за счет механического взаимодействия отдельных фрагментов частично подплавленной лерцолитовой мантии по мере ее продвижения от уровня астеносферы до момента формирования магматического очага [25].

Другой важный факт для понимания процессов, протекающих в аномальной мантии, следует из изучения структур ксенолитов в базальтах. Детальное исследование большого числа образцов ксенолитов (около 900 шлифов из 70 вулканических центров) Центрального Французского массива привело П. Квази и А. Николя к выводу, что порфиrokластические структуры ксенолитов возникли в процессе пластических деформаций, связанных с диапиральным подъемом аномальной мантии. Поскольку максимум вулканической активности приходится на последние 5 млн. лет, то этот интервал, по мнению П. Квази и А. Николя, определяет время мантийного диапризма. Важно отметить, что наблюдается замечательная закономерность в распределении ксенолитов с различными типами деформационных структур относительно центральной части Массива, где кора имеет минимальную мощность: именно к этой части Массива и приурочены ксенолиты с порфиrokластическими и мозаичными структурами, возникающими при напряжениях более 70 МПа (R. Goisy, A. Nicolas). И хотя величины напряжений находятся в некотором противоречии с теоретическими оценками возможных касательных напряжений в верхней мантии [96], эмпирический факт указанного распределения представляет исключительный интерес, ибо подобного рода исследования практически невозможно повторить.

И, наконец, последний факт касается анизотропии упругих волн, выявленных при изучении одного образца шпинелевого лерцолита. Данные микроструктурного анализа и анализ кривых скоростей упругих волн в зависимости от давления в трех взаимно перпендикулярных направлениях относительно длинной оси ксенолита показали, что максимальные скорости продольных волн характерны для направления, параллельного длинной оси ксенолита, с которым совпадает предпочтительная ориентировка оливина в направлении [001].

Все указанные выше факты, пока что единичные, имеют важное значение для понимания процессов, происходящих в аномальной мантии. Если при дальнейших детальных исследованиях эти факты подтверждятся, то мы неизбежно должны прийти к выводу о структурной упорядоченности вещества верхней мантии, связанной с процессом ее диапирowego внедрения. Можно предположить, что отдельные фрагменты лерцолитовой мантии, определенным образом ориентированные в поле скальвающих напряжений, с которыми связано как образование правильной формы ксенолитов и их сортировки по размерам, так и появление деформационных текстур, возникли *in situ*, т. е. до захвата ксенолитов расплавом и выноса их на поверхность [30].

В рамках таких представлений становится возможным объяснение сейсмической анизотропии континентальной литосферы, которая достаточно надежно установлена для Центральной Европы. Как подчеркивает К. Фукс [11], помимо сейсмологических исследований требуется анализ состава и структуры мантийных ксенолитов с определением по этим образцам давления, температуры и сколовых напряжений. Поскольку в различных континентальных рифтах скорости продольных сейсмических волн, характерные для аномальной мантии, имеют широкий разброс значений (от 7,2 до 7,9 км/с), который связан не только с разной степенью частичного плавления, но, как мы теперь понимаем, и с анизотропией скоростей упругих волн, то проведение детальных комплексных исследований ксенолитов из различных районов одной и той же рифтовой зоны позволило бы выяснить вклад каждого из факторов, влияющих на распространение сейсмических волн в мантии рифтовых областей.

Мантийное происхождение многих ксенолитов шпинелевых лерцолитов в настоящее время сомнений не вызывает [13 и др.], и мы можем принять это в качестве исходной посылки для дальнейших выводов, хотя имеются и другие точки зрения (например, В. А. Кутолин и др.). Что касается гранатовых лерцолитов, то, с нашей точки зрения, эта фация глубинности характерна для верхней мантии областей предрифтового режима, с плавлением которой связано формирование ультращелочных не насыщенных кремнеземом расплавов. Как полагает Н. Л. Добрецов [33], для формирования таких магм (калиевых базальтов, мелилитовых базальтов, кимберлитов и т. д.) требуется особый флюидный режим при малой степени частичного плавления (менее 5 %), что согласуется с данными

ми экспериментальной петрологии [56]. Однако те же экспериментальные данные показывают, что в зависимости от содержания CO_2 и H_2O в мантии ультращелочные расплавы могут формироваться и в условиях шпинелевой фации глубинности. Этот вопрос требует дальнейшего изучения, что никоим образом не отрицает общей закономерности уменьшения щелочности расплавов по мере утонения литосферы под континентальными рифтами (см. гл. 11).

Важным представляется вопрос, в какой степени аномальная мантия гетерогенна в латеральном направлении на уровне одной фации глубинности? Данные по валовому химическому составу и составу основных породообразующих минералов (оливин, моноклинный и ромбический пироксен+шпинель и гранат) пока не-представительны для таких выводов. Более перспективным является изучение изотопного состава ксенолитов и вмещающих лав, позволяющее оценить степень изотопной гетерогенности верхней мантии, которая не обязательно должна совпадать с вещественной гетерогенностью.

Наиболее представительными и информативными в этом отношении являются данные по изотопии редких газов в мантийных ксенолитах и вмещающих базальтах [14]. Как было впервые подчеркнуто И. Н. Толстыхиным [14], изотопные отношения редких газов, а в первую очередь гелия, являются важнейшим индикатором для выявления различных мантийных источников, с которыми связан процесс плавления и вынос ксенолитов на поверхность.

Первые данные по изотопному составу гелия в единичных образцах ксенолитов из базальтов Камчатки, Шпицбергена и Антарктиды были получены И. Н. Толстыхиным в 1972 г.; оказалось, что отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ не превышает величины $1 \cdot 10^{-5}$. В дальнейшем изучение изотопного состава гелия в фенокристах оливина и пироксена из базальтов вулканов Килауэа и Капухо (о-в Гавайи) выявило высокие значения (до $6 \cdot 10^{-5}$), типичные для деплетированной мантии срединно-океанических хребтов (Канеока и др.).

В табл. 32 приведены результаты определения концентрации и изотопного состава гелия в ксенолитах шпинелевых перidotитов из базальтов хр. Хамар-Дабан и Удокан [34]; см. также [20]. Из этих данных следует, что как ксенолиты, так и вмещающие их базальты юго-западного и северо-восточного флангов Байкальского рифта существенно отличаются по своим изотопным характеристикам. В первом случае они близки к величинам, которые соответствуют мантийному источнику типа «MORB», а во втором характеризуются существенно меньшими (на один-два порядка величин) изотопными отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$.

Для интерпретации этих данных несомненный интерес представляют результаты K-Ar датирования ксенолитов и вмещающих базальтов (табл. 33), которые следует рассматривать не как «абсолютный», а как «какающийся» изотопный возраст в связи с проблемой избыточного аргона, наличие которого в вулканических по-

Таблица 32

Концентрация и изотопный состав гелия в ультраосновных ксенолитах
и вмещающих базальтах Байкальской рифтовой зоны

Образец	$^{40}\text{He} \times 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$	$^{3}\text{He}/^{4}\text{He} \times 10^{-6}$	Образец	$^{40}\text{He} \times 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$	$^{3}\text{He}/^{4}\text{He} \times 10^{-6}$
Хр. Хамар-Дабан 978 — шпинелевый лерцолит	10	8±1,5	Хр. Удокан 625/4з — шпинелевый лерцолит	30	0,8±0,2
826 — шпинелевый лерцолит	5	12±2	625/4к — шпинелевый лерцолит	10	0,05
978 — оливин*	10	10±2	625/1 — базальт	40	0,1
978 — пироксен*	10	7±2	625/3м — базальт	100	0,5±0,1
978/1д — базальт	40	1,4±0,2	625/4 — базальт	60	0,3±0,1
978/1е — базальт	120	1,2±0,2	511/7б — базальт	170	0,1
956 — базальт	14	0,2±0,1			
965/2 — базальт	1800	0,04			

* Минералы из ксенолитов.

родах при изотопном датировании обычно не рассматривается (см. сноску на с. 152).

Для изучения ксенолитов (исключая обр. 625/4К) К-Аг датировки дают явно избыточный аргон (см. табл. 33). Учет доли избыточного аргона в изученных образцах ксенолитов и базальтов приводит к выводу, что и ксенолиты и базальты имеют возраст $5\div7 \cdot 10^6$ лет, который определяет нижнюю временную границу.

Таким образом, данные по изотопному составу гелия позволяют сделать следующие выводы, связанные с природой аномальной мантии:

1) аномальная мантия под Байкальским рифтом отличается изотопной гетерогенностью, что находит отражение в характере вулканизма (см. гл. 11);

2) время появления аномальной мантии, оцененное по результатам датирования ксенолитов шпинелевых лерцолитов в базальтах, совпадает с этапом наиболее высокой активности процессов рифтогенеза и вулканизма в Прибайкалье.

Данные по тепловым потокам и результаты магнито-теллурического зондирования вместе с оценками температуры и давления по геотермометрам и геобарометрам, основанным на изучении температур минеральных равновесий в ксенолитах и экспериментальных исследованиях, дают основание рассматривать аномальную мантию континентальных рифтов как зону генерации базальтовых магм. Состав последних определяется как различными мантийными источниками (различная степень деплетированности мантии), так и связанным с ними различным флюидным режимом.

Таблица 33

Каждующийся K-Ag возраст ультраосновных ксенолитов и вмещающих базальтов Байкальской рифтовой зоны

Образец	$K^*, \%$	${}^{40}Ar^{*}$ ** ($\times 10^{-8}$ см 3 /г)	${}^{40}Ar_{\text{рад}}$	$t_{\text{кажд.}}^{***}$ ($\times 10^6$ лет)
978/1е — базальт	0,76	60	44	$14 \pm 1,6$
978/1д — базальт	1,44	120	80	$13 \pm 1,5$
978 — шп. лерцолит	0,08	16	4	20
978 — оливин из ксенолита	0,01	10	2	40
625/1 — базальт	1,62	50	40	$6 \pm 1,5$
625/3м — базальт	1,8	13	4	$3 \pm 1,5$
625/4 — базальт	1,19	160	13	$5,5 \pm 1$
625/4з — лерцолит	0,07	32	10	40 ± 5

* К — определялся методом пламенной фотометрии.

** Общее содержание Ar с учетом «Blank», составляющего $2 \cdot 10^{-8}$ см 3 .

*** $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ лет; $\lambda_\beta = 4,96 \cdot 10^{-10}$ лет; ${}^{40}K/K_0 = 1,167\%$. Поправка дана с учетом неопределенности в измерениях Ar и K.

МЕХАНИЗМ РИФТОГЕНЕЗА

В эволюционном ряду рифтогенеза выделяются три главных этапа, которые мы называем предрифтовым, собственно рифтовым и пострифтовым. Каждый из этих этапов связан с различным термическим воздействием аномальной мантии на континентальную литосферу: иными словами, начало развития рифтогенеза и вся его последующая история есть следствие термического состояния аномальной мантии. В этой связи принципиальное значение имеет вопрос: возникает аномальная мантия в результате кондуктивного прогрева холодной литосферы (например, конвективными течениями в нижележащих слоях мантии) или в результате замещения нижних слоев литосферы по мере ее прогрева более легким веществом, поступающим с больших глубин в результате развития конвективных неустойчивостей того или иного вида?

Рассмотрение эволюции вулканизма континентальных рифтовых зон во времени позволяет разрешить эту альтернативу. Сравнительный анализ вулканизма различных материковых рифтов [20, 47, 48, 159] показывает наличие строго определенной последовательности в изменении составов вулканитов во времени — от продуктов наиболее глубинных выплавок (анкарамитов, оливиновых меланефелитов и мелалейцититов — ультрашелочных меланократовых пород наиболее ранних стадий рифтогенеза) через щелочные оливиновые базальты зрелой стадии к кварц-нормативным толеитам стадии рифтогенеза, предшествующей разрыву материковой литосферы. Существенно, что отмеченный ряд глубинности выплавок соответствует составу ультраосновных ксенолитов в лавах, который меняется от гранатовых лерцолитов к шпинелевым (зона фациальных переходов между ними отвечает глубине 70 км). Сле-

дует отметить отсутствие ультраосновных ксенолитов в кварц-порфиритовых толеитах, образующихся в условиях неглубокого залегания аномальной мантии.

Изучение составов первичного титаномагнетита в базальтах Байкальского рифта и Монголии (последняя находится на предрифтовой стадии) показало уменьшение глубины магматических очагов от 55 км в Монголии до 30—35 км в Прибайкалье, что соответствует данным, полученным на основе изучения химического состава базальтов и ультраосновных ксенолитов этих регионов [46].

Поскольку отмеченное изменение составов вулканитов начиная с предрифтовой стадии охватывает интервал времени порядка 25—30 млн. лет, а глубины генерации первичных расплавов соответствуют глубинам залегания аномальной мантии в эволюционном ряду рифтогенеза, то за счет кондуктивного разогрева холодной мантии аномальная мантия возникнуть не может (характерное время прогрева литосферы $\tau_0 = l_0/a^2$, где l_0 — мощность литосферы, a — ее температуропроводность, составляет от ~ 330 млн. лет для литосферы мощностью 100 км до ~ 750 млн. лет для литосферы мощностью 150 км) [129, 175].

Процесс формирования структуры литосферы в рифтовых зонах можно представить себе как процесс замещения вещества нижних частей литосферы по мере их прогрева до некоторой характерной температуры, отвечающей резкому уменьшению вязкости, более горячим веществом аномальной мантии. При этом возможны различные гидродинамические ситуации — от вовлечения вещества прогретой части литосферы в конвективные течения до развития гравитационной неустойчивости Рэлея—Тейлора в случае инверсии плотности на границе раздела литосферы с аномальной мантией [129].

До начала процесса рифтогенеза предполагается существование стационарного теплового режима, и толщина литосферы определяется мощностью радиоактивных источников тепла и величиной теплового потока на нижней границе литосферы; температура на подошве литосферы принимается равной температуре солидуса на данной глубине.

С момента начала активизации происходит нарушение стационарного режима; тепловой поток подводится непосредственно к подвижной границе литосферы за счет замещения веществом аномальной мантии прогретых до температуры солидуса нижних частей литосферы. Эволюцию мощности литосферы можно определить из решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с нелинейными условиями на подвижной границе [79, 129]. Одно из условий отражает тот факт, что температура нижней границы литосферы в процессе ее утонения остается равной температуре солидуса, которая может расти с глубиной по линейному закону. Другое условие представляет собой баланс энергии на границе литосфера—аномальная мантия. Текущее аномальной мантией, идет на нагрев до температуры солидуса и частичное подплавление вещества литосферы, а также на сопряженное с под-

плавлением изменение потенциальной энергии системы. При этом считается, что вертикальные движения земной коры осуществляются путем смещения отдельных блоков литосферы по ограничивающим их разломам.

Данная задача, представляющая с математической точки зрения задачу стефановского типа, исследовалась в 1978 г. аналитически в случае малых изменений теплового потока на подошве литосферы и численно для случая мгновенного скачка глубинного теплового потока [192]. В работе [129] при анализе процесса утонения литосферы использовался аналитический подход, суть которого заключается в сведении исходной системы к системе интегральных уравнений относительно функций утонения литосферы. Эта система существенно упрощается, если ограничиться рассмотрением только тех событий, длительность которых мала по сравнению со временем прогрева литосферы (рифтовый этап целиком ложится в данный интервал времен).

На рис. 85, а представлен график зависимости параметра C , определяющего величину утонения литосферы, от величины безразмерного теплового потока q_0 из аномальной мантии. Относительное утонение литосферы как функция потока q_0 для двух моментов времени изображено на рис. 85, б. Кривая $C = C(q_0)$ дает возможность определить величины тепловых потоков из аномальной мантии по известному времени образования данной зоны рифтогенеза и величине относительного сокращения мощности литосферы в связи с изменением состава магматизма (рис. 86).

Важной проблемой является природа вертикальных движений, которые обусловливаются целым рядом факторов: термическим расширением литосферы, изостатическим поднятием, происходящим при наличии инверсии плотности между аномальной мантией и нижними частями литосферы, растягивающими напряжениями, возникающими в литосфере при растекании аномальной мантии и, наконец, региональными тектоническими напряжениями. Легче всего оценить вклад теплового расширения. Поднятие, обусловленное этим фактором, определяется величиной порядка 500 м (при $t=15$ млн. лет) и развивается во времени с постоянной скоростью. Изостатическое поднятие земной коры в случае инверсии плотности на границе раздела литосфера — аномальная мантия может достигать нескольких километров. Однако развитие такого поднятия, по-видимому, контролируется последними двумя названными факторами.

Таким образом, общая схема превращения стабильной материевой платформы в область континентального рифтогенеза за счет замещения вещества нижней части литосферы разогретой аномальной мантией может быть представлена в следующем виде.

I этап (предрифтовый) — аномальная мантия находится на глубине 80—90 км. Именно начиная с такой глубины, согласно выше-приведенным данным, можно предполагать начало процесса активизации платформы. Оно находит выражение в наиболее глубинных составах выплавок (3 ГПа) и общем рассеянном характере

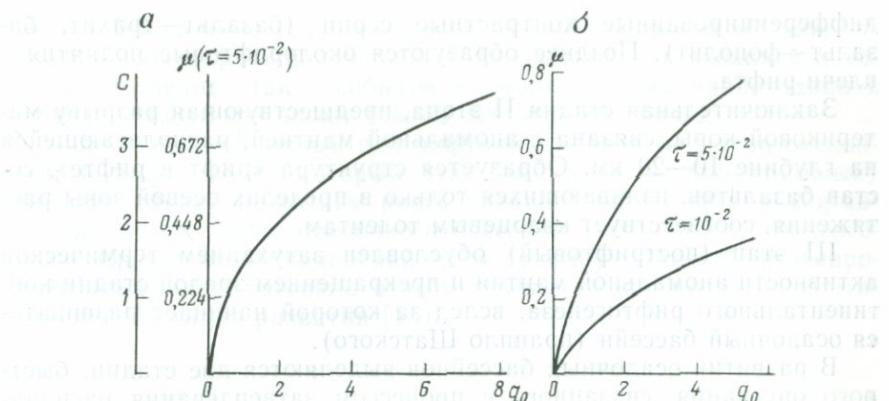


Рис. 85. Величина утонения литосферы (а) и относительное утонение ее (б) в зависимости от теплового потока для двух моментов безразмерного времени [129]

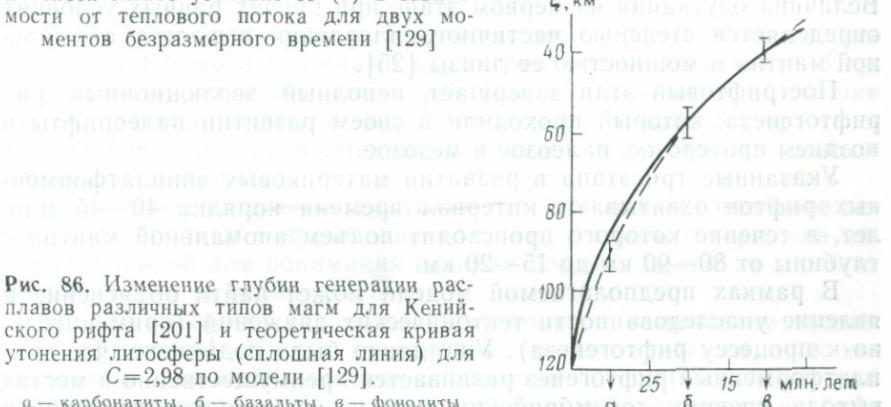


Рис. 86. Изменение глубин генерации расплавов различных типов магм для Кенийского рифта [201] и теоретическая кривая утонения литосферы (сплошная линия) для

$C=2,98$ по модели [129].
а — карбонатиты, б — базальты, в — фонолиты

этапа, характеризующегося образованием дайковых интрузий. Это вулканизма без выраженного структурного контроля. В течение данного этапа развивается слабое общее поднятие территории (с амплитудой порядка первых сотен метров), обусловленное термическим расширением литосферы. Существование такой стадии устанавливается в развитии Байкальского и Африканского рифтов, возникших на месте докембрийской платформы.

II этап (рифтовый) соответствует глубине положения аномальной мантии около 40 км, когда на фоне слабо выраженного поднятия предшествующего этапа начинает развиваться рифтовая впадина, появляются первые осадочные образования рифтовой стадии и изливаются щелочные оливиновые базальты — продукты трещинных излияний. В течение этого этапа растяжение литосферы, сначала охватывающее значительную территорию, постепенно концентрируется в рифтовой впадине; здесь же локализуется и вулканизм. По мере общего прогрева литосферы развиваются внутрикоровые очаги и возникают вулканы центрального типа, дающие

дифференцированные контрастные серии (базальт—трахит, базальт—фонолит). Позднее образуются околорифтовые поднятия—плечи рифта.

Заключительная стадия II этапа, предшествующая разрыву материковой коры, связана с аномальной мантой, располагающейся на глубине 10—20 км. Образуется структура «рифт в рифте», состав базальтов, изливающихся только в пределах осевой зоны растяжения, соответствует кварцевым толеитам.

III этап (пострифтовый) обусловлен затуханием термической активности аномальной мантии и прекращением зрелой стадии континентального рифтогенеза, вслед за которой начинает развиваться осадочный бассейн (правило Шатского).

В развитии осадочных бассейнов выделяются две стадии: быстрого опускания, связанного с процессом затвердевания расплавленного вещества аномальной мантии, и медленного прогибания, обусловленного обычным термическим охлаждением литосферы. Величина опускания на первом этапе при прочих равных условиях определяется степенью частичного плавления вещества аномальной мантии и мощностью ее линзы [25].

Пострифтовый этап завершает неполный эволюционный ряд рифтогенеза, который проходили в своем развитии палеорифты в позднем протерозое, палеозое и мезозое.

Указанные три этапа в развитии материковых эпиплатформенных рифтов охватывают интервал времени порядка 40—45 млн. лет, в течение которого происходит подъем аномальной мантии с глубины от 80—90 км до 15—20 км.

В рамках предполагаемой модели может найти объяснение и явление унаследованности тектонических движений (применительно к процессу рифтогенеза). Уже давно было подмечено, что эпиплатформенный рифтогенез развивается преимущественно в местах выхода древних докембрийских комплексов, характеризующихся мафическим составом горных пород.

С современных позиций можно говорить о приуроченности кайнозойского рифтогенеза к областям развития докембрийских зеленокаменных поясов, и в этом отношении Байкальский рифт на всем своем протяжении (более 2500 км) следует очертаниям раннепротерозойского зеленокаменного пояса.

Таким образом, гетерогенность верхних частей литосферы, имеющих различную теплопроводность и, как следствие, различный характер разрушения при подтоке тепла из аномальной мантии, определяет место заложения будущей зоны растяжения и локализацию собственно рифтовой впадины. Однако это только одна сторона явления унаследованности, проявляющаяся на уровне земной коры.

Другая сторона унаследованности, на уровне верхней мантии, получает объяснение в рамках идеи Е. В. Артюшкова [96], заключающейся в том, что поступление аномальной мантии на каждом этапе активизации будет происходить там, где температура мантии выше (так называемые «ловушки» Е. В. Артюшкова). В этом отношении важно отметить, что весь дорифтовый этап раз-

вития и Байкальского, и Африканского рифтов (около 10⁹ лет) отличался неоднократной тектономагматической активизацией литосферы; последнее такое событие в обоих случаях происходило в конце раннемеловой эпохи (около 100 млн. лет назад).

Полный эволюционный ряд рифтогенеза включает этап океанического рифтогенеза, который (так же как и континентальный) завершается прекращением роста океанического рифта и формирования на его месте осадочного бассейна (тектонотип — палеогеновый Срединно-Лабрадорский хребет) [20]. Причина формирования осадочного бассейна в этом случае та же, что и на континентальной стадии развития [25].

Глава 18.

ЭВОЛЮЦИОННЫЙ РЯД РИФТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

В проблеме эволюции рифтогенеза как геологического процесса (тектонического режима) следует различать два аспекта. Первый затрагивает изменение характера этого режима в истории Земли, а второй касается выделения отдельных стадий рифтогенеза, подобно тому как в свое время различали стадийность геосинклинального процесса.

Эволюция рифтогенеза в истории Земли — одна из наиболее актуальных проблем современной геологии, а строго говоря, она является главной для понимания истории Земли в целом на геологической стадии ее развития.

Можно выделить три важнейших вопроса в проблеме эволюции рифтогенеза: 1) был ли рифтовый режим сквозным, т. е. характерным для всей известной на сегодня истории Земли; 2) как менялся характер рифтогенеза во времени и 3) является ли рифтогенез спецификой только развития Земли, или он также свойствен и другим твердым планетным телам Солнечной системы, изученность которых позволяет не только ставить этот вопрос, но и давать на него ответ.

Все три указанных вопроса так или иначе обсуждались в литературе, и мы, учитывая изложенный выше материал, особенно в гл. 15 и 16, подведем некоторые итоги.

Имеющиеся на сегодня данные позволяют утверждать, что рифтогенез был ведущим тектоническим процессом в развитии Земли начиная с 3,9—4,0 млрд. лет и до современной эпохи. В его развитии выделяются два крупных этапа, принципиально различных с позиции геодинамики Земли в целом. Первый этап включает длительный отрезок времени от начала геологической истории (3,9—4,2? млрд. лет) до рубежа 1,8—2,0 млрд. лет, т. е. весь архей и ранний протерозой. Второй этап начинается с позднего протерозоя и продолжается до настоящего времени. В пределах каждого из этих крупнейших этапов (или гигациклов тектогенеза) выделяются этапы или циклы меньшей продолжительности, временные грани-

цы которых в раннем докембрии и позднем протерозое и фанерозое, возможно, различались. Радиохронологическая изученность раннего докембра не позволяет пока уверенно датировать границы циклов, длительность которых менее сотен миллионов лет, и в рамках данной главы мы не имеем возможности обсуждать эту проблему.

По мнению автора, первичная кора Земли имела базит-ультрабазитовый состав, ибо, отвлекаясь от чисто теоретических рассуждений, это прямо доказывается наличием ксенолитов амфиболитов (метаморфизованных толеитовых базальтов типа «MORB») в древнейших комплексах серых гнейсов с возрастом 3,85 млрд. лет [173]. Никаких других фактов в настоящее время нет, а данные сравнительной планетологии не противоречат такой точке зрения [68].

Наprotoокеанической коре в течение архея и раннего протерозоя развивались гранит-зеленокаменные пояса, выступающие не только как крупнейшие, но и единственные известные элементы структуры ранней литосферы Земли, которые одни исследователи рассматривают как древнейшие островные дуги, другие — как палеорифты [27, 173].

По комплексу признаков-показателей выделения тех или иных палеогеодинамических обстановок, из которых важнейшим, если не единственным является анализ магматизма, гранит-зеленокаменные пояса развивались в условиях растяжения литосферы (рифтогенеза). Специфика рифтогенеза в раннем докембре заключается в том, что он протекал в условиях более высокого разогрева литосферы по сравнению с современным термическим режимом океанических и континентальных рифтов, с одной стороны, и умеренного общего расширения Земли — с другой [23].

На сегодня нет никаких конкретных данных, указывающих на соответствующее поглощение новообразованной коры в зонах палеодуг, где, согласно современным представлениям, происходит формирование континентальной коры. Последнее обстоятельство наиболее наглядно вытекает из сравнительного анализа кайнозойского магматизма примитивных (юных) и зрелых островных дуг и их аналогов в фанерозое [86].

Отсутствие проявлений щелочного магматизма в первые 2 млрд. лет указывает на достаточно тонкую кору в это время; ее мощность, вероятно, отличалась от фанерозойской в 2—3 раза, и тот факт, что ультраосновные ксенолиты в лавах раннего докембра отсутствуют, лишний раз подчеркивает их сходство с абиссальными толеитами современных срединных хребтов в океане. Тем не менее известно и то, что к рубежу 1,7—1,8 млрд. лет зрелая кора континентального типа уже существовала, и это естественно поднимает вопрос: а как же она формировалась?

В работах [27, 28, 80, 134] подчеркивается мысль о том, что рифтогенез в раннем докембре не только приводил к образованию коры океанического типа в зеленокаменных поясах, но и влиял на ее преобразование по периферии поясов, где развивались

гранито-гнейсовые купола. Можно спорить о механизме возникновения куполов [173], но данные по изотопному составу комплекса пород серых гнейсов подчеркивают единство мантийного источника, за счет которого образовывалась толеит-коматитовая ассоциация зеленокаменных поясов и тоналит-трондьемитовая формация гранито-гнейсовых куполов. Последние играют роль своеобразных аналогов плечей кайнозойских континентальных рифтов, изостатическое поднятие которых приводило к размыву и накоплению мощных осадочно-вулканогенных и терригенных образований верхних частей разрезов зеленокаменных поясов [27]. Большую роль в развитии континентальной коры на ранних этапах развития Земли играли и вулканы центрального типа (океанические острова), поставляя громадные объемы лавового и пирокластического материала [27].

В рамках подобных представлений получают объяснение и структурный план гранит-зеленокаменных поясов, и характер деформаций внутри вулканогенных и осадочно-вулканогенных комплексов, и метаморфизм [27, 80]. Такая точка зрения имеет принципиальное значение и для понимания металлогении раннего докембрия.

Таким образом, специфика I этапа рифтогенеза заключается в том, что он протекал в отсутствие субдукции, т. е. концепция тектоники плит (имеются в виду крупномасштабные горизонтальные перемещения не менее нескольких сотен километров, а не повороты отдельных блоков или локальные сдвиговые деформации) не применима для объяснения геодинамики на ранней стадии развития Земли.

Для начала субдукции необходимо возникновение пассивных материковых окраин, зарождение которых в раннем докембрии происходило на границе континентальной и океанической коры, т. е. между зеленокаменными поясами и гранито-гнейсовыми куполами. «Острова» последних, наращивая свою мощность и размеры, выступали как ядра формирующихся материков. Их размыв приводил к образованию мощных толщ осадков в зоне перехода к зеленокаменным поясам. Такая латеральная зональность с характерной изменчивостью мощностей и фаций раннепротерозойских комплексов была убедительно доказана Э. Димротом [173].

Именно появление пассивных окраин создает благоприятную обстановку для накопления осадочных толщ большой мощности в условиях изостатического прогибания литосферы. Этот процесс может вызывать фазовый переход толеитовый базальт — эклогит и способствовать превращению пассивной окраины в активную, т. е. появлению первых палеозон Беньофа. Современное состояние изученности проблемы фазовых переходов [33], а также прямое изучение изотопии углерода ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$) эклогитов из кимберлитов, проведенное Э. Н. Галимовым, В. С. Соболевым и Н. В. Соболевым [75, 76], по меньшей мере, не противоречит постановке проблемы в указанном аспекте.

Сейчас трудно определить точно тот отрезок геологического времени, когда появились первые зоны Беньофа в истории Земли и начал реализовываться цикл Уилсона. Известно только, что древнейшие охиолиты имеют возраст не более 900 млн. лет [173], а широкое проявление щелочного магматизма началось в риффе (1,2—1,4 млрд. лет). Это и дает тот интервал или определяет временные границы переходного этапа от рифтогенеза, происходящего без соответствующей компенсации (поглощения литосферы в зонах субдукции), ко второму этапу рифтогенеза, который протекал уже по «фанерозойскому» типу в условиях реализации цикла Уилсона.

В течение позднепротерозойского—фанерозойского этапа развитие рифтогенеза шло по принципиально иному пути — последовательной деструкции континентальной литосферы, которая через ряд стадий приводит к формированию коры океанического типа (современные океаны с их пассивными окраинами).

Принимая для фанерозоя направленность процесса рифтогенеза, приводящего к деструкции континентальной коры и превращению ее в конечном итоге в океаническую, можно выделить два эволюционных ряда: полный и неполный.

Полный эволюционный ряд включает следующие стадии: материковую предрифтовую, материковую зрелого рифтогенеза, переходную и океаническую. Последняя может быть разделена на три подстадии: 1) раннюю, когда в условиях океанической коры еще развиваются континентальные формации; 2) промежуточную, когда появляются уже типично океанические формации, однако глубоководные или отсутствуют и 3) зрелую, когда возникают глубоководные отложения, формирующиеся ниже критической глубины карбонатонакопления.

Неполный эволюционный ряд подразумевает отсутствие какой-либо последней стадии в силу того, что процесс рифтогенеза прекратился.

Существенным признаком, позволяющим устанавливать такую стадийность развития, является вулканализм, который в условиях рифтогенеза контролируется давлением или, иными словами, определяется глубиной залегания кровли аномальной мантии. Формационный анализ, основанный лишь на изучении осадочных образований, не только лишает нас возможности устанавливать стадийность процесса рифтогенеза в геологическом прошлом, но в силу конвергентности осадочных формаций (сильный климатический контроль) может привести вообще к ошибочным выводам относительно характера тектонического режима. Такие примеры известны.

Для предрифтовой стадии характерны обширные излияния ультращелочных пород и (или) щелочных базальтоидов без какого-либо структурного контроля, содержащих включения гранат-нипинелевых лерцолитов, которые указывают на глубину заложения магматических очагов от 60 до 100 км. В качестве хорошо изученного примера предрифтовой стадии можно привести миоце-

новый вулканизм Юго-Западного Прибайкалья, Восточных Саян, Туры и Центральной Монголии [46] или палеоген-миоценовый вулканизм Эфиопии [160].

Плиоцен-четвертичный этап вулканизма в обоих регионах отражает зрелую стадию рифтогенеза, когда тектоническая и вулканическая активность сосредоточена преимущественно в рифтовой впадине. В условиях утоненной коры под впадиной появляется отчетливо выраженная толентовая тенденция (см. гл. 11).

Все без исключения зрелые материковые рифтовые зоны Земли обладают достаточно хорошо выраженной петрохимической зональностью как в продольном, так и в поперечном направлении [47]. Это объясняется тем, что мощность земной коры и глубина залегания аномальной мантии не остаются постоянными, а поскольку генерация базальтоидных магм происходит именно в зоне аномальной мантии, то состав первичных выплавок будет соответственным образом меняться.

Необходимо отметить, что петрохимическая зональность проявляется независимо от того, насколько интенсивно протекает вулканизм. Даже в таких рифтовых зонах, как Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы, где вулканизм выражен слабо, зональность надежно устанавливается.

Другим примером четко выраженной зональности является рифт Рио-Гранде, где плиоцен-четвертичные базальты меняют отношение $TiO_2/(TiO_2+MgO+SiO_2)$ как функция расстояния от г. Салида (Колорадо) (в северной части рифта) в южном направлении. Согласно экспериментальным данным (Macgregor) по изучению системы $SiO_2-MgO-TiO_2$, содержание TiO_2 в расплаве изменяется пропорционально давлению, поэтому отмеченный факт продольной зональности может являться аргументом последовательного углубления магматических очагов в южном направлении. Это находится в соответствии с данными К. Аоки и А. Кудо о последовательном изменении составов базальтов от щелочных к толентовым при движении с юга на север вдоль оси рифта Рио-Гранде. Отметим также, что поперечная петрохимическая зональность в рифте Рио-Гранде (P. Lipman) аналогична таковой в Тункинском рифте [20].

Поперечная зональность, отражающая последовательные стадии эволюции вулканизма от предрифтовой стадии до ранней океанической, наиболее четко выражена в районе треугольника Афар, о чём неоднократно упоминалось [20, 89, 128], ибо этот район является единственным местом на Земле, где все указанные выше стадии процесса рифтогенеза могут быть прослежены. Здесь при движении от оз. Тана через западный край Эфиопского плато и краевую зону Афара к центральной части депрессии Данакиль в лавах основного, среднего и кислого состава устанавливается скоррелированное изменение всех петрогенных элементов, отражающее во времени переход от континентальной стадии рифтогенеза к океанической [89, 128, 160].

Продольная зональность в пределах одновозрастных вулканических формаций четко устанавливается в Главном Эфиопском рифте, являющемся переходным звеном между рифтом Грегори и депрессией Афар (следует отметить, что прямой связи Эфиопского рифта и рифта Грегори не установлено). Вариации состава вулканитов формации Вонжи (2 млн. лет и моложе) от области озер в южной части Эфиопского рифта до Афара обнаруживают тенденцию к уменьшению щелочности и отражают переход от промежуточной стадии («рифт в рифте») к начальной океанической [47, 89].

Типичным примером следующей океанической подстадии является Красное море — молодой океанический бассейн, в силу чего здесь не развиты глубоководные отложения, характерные для зрелой океанической подстадии (Атлантический океан).

В намеченных трех стадиях развития кайнозойских рифтовых областей Земли мы прослеживаем их эмпирическую связь с глубиной залегания кровли слоя аномальной мантии, причем на океанической стадии ширина этого слоя максимальна. Если принимать направленность развития от материковой стадии к океанической, полагая за основу, что в природе одна стадия рифтогенеза непрерывно переходит в другую, то возникают существенные трудности механического порядка. Действительно, в Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых зонах и Рейнском грабене за 25—30 млн. лет их развития растяжение составило не более 10—20 км и кора под ними, хотя и имеет пониженную мощность, все же остается достаточно большой (25—30 км).

Представляется, что развитие материковых рифтов как результат поднятия астеносферного слоя (с теми или иными вариациями, вытекающими из разных гипотез) не может привести к разрыву материковой плиты литосферы. В местах же, где наблюдается переход срединно-оceanических хребтов на материк, процесс утонения материковой коры идет очень быстро, и за то же время она разрывается.

В заключение остановимся на последнем вопросе: является ли рифтогенез спецификой развития только Земли или он характерен и для других планет? Данная проблема представляет исключительный интерес и неоднократно обсуждалась в литературе [47, 48, 68, 175]. По общему мнению, существование рифтовых структур на Марсе, Меркурии и Луне не вызывает сомнений. Несмотря на различие в размерах рифтовых структур Земли и перечисленных планет, связанное, вероятно, с различием мощности литосферы и разной термической историей, общим является наиважнейший факт формирования рифтовых структур на всех планетах в ранние стадии их развития вне всякой связи с тектоникой плит, следов которой ни на Марсе, ни на Меркурии, ни на Луне не установлено [47, 48, 68, 175 и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

РИФТОГЕНЕЗ КАК ВЕДУЩИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

В настоящее время ни у кого не вызывает сомнений тот очевидный факт, что рифтогенез является самостоятельным тектоническим режимом, хотя 10 лет назад автору приходилось это доказывать. Кардинальная проблема современной геологии заключается в выяснении роли этого режима в геологической истории и его месте в ряду других тектонических процессов. На основе проведенного комплексного анализа областей кайнозойского континентального и океанического рифтогенеза и их палеоаналогов могут быть сделаны следующие основные выводы.

1. Принимая для фанерозоя полный эволюционный ряд рифтогенеза от предрифтового режима через этап зрелого континентального рифтогенеза к развитию океанических бассейнов со срединно-океаническими хребтами и пассивными окраинами, мы неизбежно приходим к заключению о ведущей роли рифтового режима в формировании современной структуры литосферы Земли. Если к сканному добавить синорогенный рифтогенез, происходящий в областях коллизии литосферных плит, то оказывается, что около 80 % поверхности современной Земли созданы рифтогенным режимом.

Имея в виду неполный эволюционный ряд материлового рифтогенеза, приводящий к образованию осадочных бассейнов на древних и молодых платформах (правило Шатского), мы видим, что даже внутри литосферных плит ряд тектонических процессов имеет в своей основе рифтогенную природу.

Таким образом, в течение фанерозоя с рифтогенезом связаны деструкция континентальной литосферы и образование океанической литосферы. Обратный процесс превращения океанической коры в континентальную строго локализован в пространстве и обусловлен развитием островных дуг в зонах субдукции.

2. На ранних этапах развития Земли рифтогенез являлся единственным на сегодня доказанным геологическим процессом, с которым было связано не только формирование океанической коры в зеленокаменных поясах, но и зарождение ядер протокоры континентального типа в гранито-гнейсовых куполах. Последние в истории Земли существовали в неразрывном единстве с зеленокамен-

ными поясами, отражая принципиально отличную от фанерозоя геодинамическую обстановку.

Гранит-зеленокаменные пояса раннего докембра развивались в условиях растяжения базит-ультрабазитовой протокоры с возрастом 3,9—4,1 млрд. лет на фоне умеренного расширения Земли (порядка 10^{-3} см/год) без соответствующего поглощения океанической литосферы в зонах субдукции, которые на протяжении первых 2,0 млрд. лет истории Земли отсутствовали.

Таким образом, выделяются два крупнейших этапа в развитии Земли: в течение первого этапа крупных горизонтальных перемещений жестких плит литосферы не было (как не было, впрочем, еще и самих плит), а второй этап протекал уже в условиях реализации цикла Уилсона.

3. Начало рифтогенного процесса связано с появлением зон разогрева и разуплотнения в мантии Земли (аномальной мантии), корни которой методом сейсмической томографии прослеживаются до глубин не менее 300 км. Это является косвенным подтверждением идеи о гравитационной (химической) дифференциации вещества Земли на границе ядра и мантии, высказанной в свое время Е. В. Артюшковым. В этом случае аномальная мантия рифтовых областей может рассматриваться как конечный результат процесса гравитационной дифференциации вещества Земли.

Эволюционный ряд рифтогенеза является отражением последовательного подъема аномальной мантии; ее различная глубина залегания находит отражение в рельфе, структуре, магматизме и физических полях областей кайнозойского рифтогенеза. С этой точки зрения выделение «активных» и «пассивных» областей кайнозойского континентального рифтогенеза теряет свой смысл.

В рамках современных моделей утонения континентальной литосферы термический режим областей рифтогенеза обусловлен не кондуктивным разогревом мантии, а конвективным переносом источника тепла, который связан с горячей аномальной мантией, механически замещающей холодную верхнюю мантию. В геологическом масштабе времени этот процесс происходит достаточно быстро — в течение первых десятков миллионов лет, охватывающих предрифтовый и рифтовый этапы континентального рифтогенеза. Стадия активного континентального рифтогенеза сравнительно непродолжительна, и ее начало для современных материковых рифтов датируется 5—7 млн. лет по изотопному возрасту шпинелевых перцолитов в базальтах и данным теоретических оценок скорости термического утонения литосферы.

Важное значение для понимания некоторых аномалий в развитии континентальных и особенно океанических рифтов имеет концепция горячих точек. В основе их выделения лежат данные по вещественному и изотопному составу базальтов и ультраосновных ксенолитов.

4. Совместный анализ рельефа, структуры, вулканизма и физических полей срединно-оceanических хребтов привел к выводу о нестационарном режиме их развития. Это не отрицает тех поло-

жений тектоники плит, которые касаются формирования конструктивных границ, а существенно дополняет и углубляет эту концепцию. Из пульсационной модели образования срединно-океанических хребтов, которая применима и к областям континентального рифтогенеза, следует, что характер связи параметров как функции расстояния от оси рифта (как океанического, так и континентального) в каждом конкретном случае определяется мощностью и вязкостью линзы аномальной мантии, влияющих на величину изостатического поднятия и на скорость ее растекания. Последняя определяет амплитуду растяжения континентальной литосферы.

5. Выделение рифтогенного режима в геологическом прошлом возможно только на основе петрохимического анализа вулкано-плутонических формаций, в первую очередь основного состава. Проведенный сравнительный анализ базальтов всех современных геодинамических обстановок показал, что рифтовый магматизм отличается от магматизма островных дуг и орогенических областей, возникающих в зонах коллизии литосферных плит. Это отличие устанавливается на уровне изучения как недифференцированных, так и дифференцированных вулканических серий горных пород.

Осадочные формации в силу конвергенции признаков не могут быть использованы для выделения палеогеодинамических обстановок. Однако совместный анализ магматических и осадочных формаций создает необходимую и достаточную основу для палеотектонических построений.

6. Новым в учении о рифтогенезе является выделение трех этапов рифтогенеза: предрифтового, собственно рифтового и пострифтового.

Особенно важным представляется выделение предрифтового этапа как самостоятельного тектонического режима, с которым в истории Земли связаны неоднократные обширные излияния платобазальтов, сочетающиеся с осадочными формациями платформенного типа. Необходимо в этой связи обратить внимание на ультращелочной и щелочной магматизм, который практически всегда предшествует активной стадии рифтогенеза.

Пострифтовый режим, связанный с прекращением активности процессов в аномальной мантии, обусловливает формирование осадочных бассейнов. Как известно, именно такие бассейны являются крупнейшими нефтегазоносными провинциями, с которыми связано становление увостферы Земли. В предложенной модели пострифтового опускания наиболее активная (быстрая) фаза прогибания осадочных бассейнов вызвана процессом затвердевания расплавленной фазы в аномальной мантии, генерирующим необходимый теплопоток и разогрев нижних частей разреза осадочного комплекса, важный для генерации углеводородов. Таким образом, эмпирическая закономерность приуроченности нефтегазоносных осадочных бассейнов к континентальным рифтам получает физическое обоснование, что имеет практическое значение.

7. Латеральный ряд формаций областей океанического рифтогенеза, начиная от преимущественно магматических формаций сре-

динно-океанических хребтов до осадочных (терригенно-карбонатной и флишевой) формаций рифтогенных пассивных окраин, затрагивает проблему формаций геосинклинальных областей.

Классические работы Г. Штилле по инициальному магматизму геосинклиналей и разделению ортогеосинклиналей на эв- и мио-геосинклинали, которые заложили основы теоретической тектоники до эпохи научной революции в науках о Земле, а также учение о формациях, развитое в трудах Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, не утратили своего значения и сейчас. Необходимо только решить вопрос: что делать с термином «геосинклиналь» и геосинклинальным режимом?

В 1973 г. автор, обсуждая эту дилемму в связи с появлением тектоники плит, писал, что возможны два решения: либо отказаться от термина «геосинклиналь», либо, как предлагал А. В. Пейве и др., рассматривать современные океаны как аналог древних геосинклиналей.

В геологической литературе последнего десятилетия термин «геосинклиналь» встречается все реже и реже. Не так часто его можно было услышать и с трибуны XXVII сессии Международного геологического конгресса в Москве в 1984 г., что, разумеется, нельзя считать случайным обстоятельством.

По мнению автора, это отражает естественный процесс отмирания старой концепции о ведущей роли геосинклинального развития и появления новой парадигмы — учения о рифтогенезе, в рамках которой геосинклинальному процессу нет места, ибо образование океана есть отражение последовательных стадий полного эволюционного ряда рифтогенеза. Как хорошо известно, в учении о геосинклиналях 50—70-х годов за начальной стадией развития (формированием области прогибания с основным магматизмом и интенсивным осадконакоплением) следует орогенный этап, приводящий к становлению складчатой области. Обычно считалось, что весь цикл геосинклинального развития занимает около 180—200 млн. лет.

Развитие современных океанов Атлантического типа (с рифтогенными пассивными окраинами) охватывает примерно такой же интервал времени (для Индийского океана и Южной Атлантики — 125 млн. лет, а для Северной Атлантики — 150—160 млн. лет), однако никаких признаков даже начала раннеорогенной стадии нет. Для зрелых океанов Атлантического типа возможен один реальный путь их дальнейшей эволюции, заключающийся в зарождении зоны субдукции на месте пассивной окраины.

Представляется целесообразным в целях упорядочения тектонической терминологии отказаться не только от употребления термина «геосинклиналь», но и от самого понятия геосинклинального режима. В этом плане автор разделяет последние представления А. В. Пейве и его соавторов [77], которые рассматривают отход от геосинклинальной теории как вполне правомерный и закономерный шаг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Б. П. С своеобразие литодинамики и проблема возраста Байкала.— В сб.: Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, Наука, 1982, с. 23—29.
2. Адаменко О. М., Адаменко Р. С., Белова В. А., Грачев А. Ф., Лопатин Д. В. Микротериофауна молассовых толщ Байкальской рифтовой зоны.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, № 6, с. 84—89.
3. Белонин М. Д., Голубева В. А., Скублов Г. Т. Факторный анализ в геологии. М., Недра, 1982.
4. Беркс Дж. (Ред.). Спутники планет. М., Мир, 1980.
5. Богданов Ю. А., Саганевич А. М. Новые данные о строении хребта Рейкъянес.— Вестн. АН СССР, 1984, № 4, с. 127—131.
6. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного вещества).— Литология и пол. ископаемые, 1983, № 3, с. 16—32.
7. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М., Наука, 1983.
8. Волков Ю. М. МГД-генераторы в исследованиях земной коры.— Природа, 1983, № 7, с. 2—14.
9. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., Наука, 1981.
10. Геология Мирового океана. 27-й МГК, С.06. М., Наука, 1984.
11. Геофизика. 27-й МГК, С.08. М., Наука, 1984.
12. Герасимовский В. И., Поляков А. И. Магматические серии пород рифтовых зон (Восточно-Африканских, Исландской, Байкальской).— В кн.: Петрология. Докл. сов. геологов. XXVI сессия МГК. М., Наука, 1980, с. 119—125.
13. Глобальные тектонические закономерности нефтегазонакопления. М., Наука, 1985.
14. Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М., Наука, 1987.
15. Глубинные разломы океанского дна. М., Наука, 1984.
16. Голубев В. А. Геотермия Байкала. Новосибирск, Наука, 1982.
17. Грачев А. Ф. Асимметрия Байкальской рифтовой зоны: геофизическое решение геоморфологической проблемы.— В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., Наука, 1972, с. 99—108.
18. Грачев А. Ф. Момский материковый рифт.— В сб.: Геофизич. методы разведки в Арктике. Л., НИИГА, 1973, вып. 8, с. 56—75.
19. Грачев А. Ф. Трециноватость Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Планетарная трециноватость. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973, с. 88—103.
20. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977.
21. Грачев А. Ф. Срединно-оceanические хребты: проблемы неотектоники и геодинамики.— В кн.: Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы. Т. 2, Таллин, 1982, с. 180—183.
22. Грачев А. Ф. Вулканизм пассивных материковых окраин.— В сб.: Строение и динамика переходных зон. М., Наука, 1983, с. 64—65.
23. Грачев А. Ф., Калинин В. А., Федоровский В. С. О геодинамике Земли в раннем докембрии.— В сб.: Проблемы расширения и пульсации Земли. М., Наука, 1984, с. 49—55.
24. Грачев А. Ф., Мартынова М. А. Некоторые закономерности формирования гидросферы.— Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., 1980, вып. 24, с. 76—85.
25. Грачев А. Ф., Николайчик В. В. Термическая модель пострифового опускания.— Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 6, с. 1439—1442.
26. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геология, 1970, № 12, с. 121—122.

27. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
28. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса — главные ко-рообразующие структуры раннего докембра. — В кн.: Тектоника и некоторые проблемы металлогенеза раннего докембра (тезисы докладов). М., изд. Геол. ин-та АН СССР, 1984, с. 18—19.
29. Грачев А. Ф., Магницкий В. А., Калашникова И. В. О природе современных и новейших движений земной коры Центральной Европы. — В сб.: Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность (тезисы докладов XIX Всесоюз. тектонич. сов.). М., изд. Геол. ин-та АН СССР, 1986, с. 2—4.
30. Грачев А. Ф., Николайчик В. В., Трубицын В. П. О природе правильной формы ультраосновных ксенолитов в базальтах и закономерностях их распределения по размерам. — Докл. АН СССР, 1985, т. 285, № 6, с. 1433—1435.
31. Делиндже́р П. Морская гравиметрия. М., Недра, 1982.
32. Денинс Дж., Муравьёв Г., Вебер К. Международный тектонический словарь. М., Мир, 1982.
33. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981.
34. Дубецкой Е. Р., Грачев А. Ф. Изотопы гелия и аргона в базальтах и ультраосновных ксенолитах Байкальской рифтовой зоны. — В сб.: Глубинные ксенолиты и строение литосфера. М., Наука, 1987.
35. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л., Недра, 1981.
36. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембра Кольского полуострова. Л., Наука, 1983.
37. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971.
38. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М., Мир, 1979.
39. Казьмин В. Г. Развитие континентальных рифтов. (Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук.) М., Геол. ин-т АН СССР, 1982.
40. Каляев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев, Наукова Думка, 1984.
41. Каракин А. В. Анализ теплового режима термомеханической модели осевых зон медленно раздвигающихся срединно-океанических хребтов. — В сб.: Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М., Наука, 1984, с. 27—36.
42. Карбонаты. М., Мир, 1969.
43. Киселев А. И. Кайнозойский вулканализм Байкальской рифтовой зоны. (Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук.) Иркутск, Ин-т земн. коры, 1981.
44. Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Сорохтин О. Г. Особенности тектонического строения некоторых глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП—МОВ). — Геотектоника, 1985, № 2, с. 104—119.
45. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М., Недра, 1984.
46. Комплексные исследования геодинамического развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М., Ин-т физики Земли АН СССР, 1981.
47. Континентальный и океанический рифтогенез. М., Наука, 1985.
48. Континентальные рифты. М., Мир, 1981.
49. Конюхов А. И. Окраины материков: обстановки осадконакопления, его формации, эволюция в мезозое и кайнозое. (Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук.) Изд-во МГУ, 1982.
50. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979.
51. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978.
52. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974.
53. Лукашин О. А. О причинах бимодального распределения вулканических серий. — Геохимия, 1985, № 3, с. 348—359.
54. Любимова Е. А., Суетнова Е. И. Изолинии глубинных температур океанической и континентальной литосферы. — В сб.: Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М., Наука, 1984, с. 5—8.

55. Ляшкевич З. М. Вулканизм эпиконтинентальных рифтов фанерозоя (на примере Днепрово-Донецкой впадины). (Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук.) Киев, Ин-т геох. и физики минералов АН УССР, 1984.
56. Майсен Б., Бетчкер А. Плавление водосодержащей мантии. М., Мир, 1979.
57. Маракушев А. А. К проблеме генезиса вулканических серий горных пород.— Вестн. МГУ, сер. геология, 1983, № 5, с. 3—19.
58. Мартынова М. А., Грачев А. Ф. Современные представления об эволюции состава гидросферы.— В сб.: Проблемы гидрогеохимии и промышленные рассолы. Минск, Наука и техника, 1983, с. 16—22.
59. Мерклин Е. Г., Непрочнов Ю. П., Лунарский Г. Н. Непрерывное сейсмическое профилирование.— В кн.: Океанология. Геофизика океана. Т. I. Геофизика океанского дна. М., Наука, 1979, с. 26—35.
60. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
61. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М., Недра, 1983.
62. Мирлин Е. Г. Раздвижение океанических плит и рифтогенез. М., Недра, 1985.
63. Муравьева Н. С. Условия кристаллизации и генезис пород риолит-базальтовой ассоциации Исландии. (Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук.) Ин-т геохим. и аналит. химии АН СССР, М., 1982.
64. Негруца В. Э. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1984.
65. Негруца Т. Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Изд-во Ленингр. ун-та, 1979.
66. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск, Наука, 1981.
67. Николаев В. Г., Ванякин Л. А., Калинин В. В., Милановский В. Е. Строение осадочного чехла озера Байкал.— Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1985, т. 60, с. 48—58.
68. Очерки сравнительной планетологии. М., Наука, 1981.
69. Павленкова Н. И. Глубинные неоднородности Земли.— Природа, 1983, № 12, с. 36—47.
70. Первые данные об изотопном составе гелия в породах Байкальского рифта и воде оз. Байкал/А. Ф. Грачев и др.— В сб.: IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., т. I, 1982, с. 114—116.
71. Пущаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации.— Геотектоника, 1982, № 5, с. 3—16.
72. Разваляев А. В. Геисторические предпосылки и развитие континентального рифтогенеза (на примере северной части Африкано-Аравийского пояса). (Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук.) Изд-во МГУ, 1983.
73. Русанов М. С. Толеит-коматитовая формация печенгского комплекса.— Сов. геология, 1981, № 2, с. 98—112.
74. Семенова В. Г., Соловьева Л. В., Владимиров Б. М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск, Наука, 1984.
75. Соболев Н. В., Галимов Э. М., Ивановская И. Н., Ефимова Э. С. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения.— Докл. АН СССР, т. 249, 1979, с. 1217—1220.
76. Соболев В. С., Соболев Н. В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры.— Докл. АН СССР, т. 250, 1980, с. 683—685.
77. Тектоника. 27-й МГК, С. 07. М., Наука, 1984.
78. Тепловое поле Европы. М., Мир, 1982.
79. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М., Мир, 1985.
80. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М., Наука, 1985.

81. Флоренсов Н. А., Лут Б. Ф., Белова В. А., Голдырев Г. С. История развития впадины озера Байкал.—В сб.: Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, Наука, 1982, с. 6—10.
82. Харин Г. С. Петрохимические и петрогенетические особенности базальтов зон трансформных разломов.—В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., Наука, 1983, с. 189—212.
83. Харлэнд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г., Пиктон К. А. Г., Смир А. Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М., Мир, 1985.
84. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М., Мир, 1983.
85. Цветков А. А. Базиты разлома Мария Целеста.—В сб.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., Наука, 1983, с. 189—212.
86. Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. (Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук.) ИГЕМ АН СССР, М., 1985.
87. Эволюция изверженных пород. М., Мир, 1983.
88. Abdallah A., Courtillot V., Kasser M., Le Dain A. Y., Lepine J. C., Robineau B., Ruegg J. C., Tappognier P., Tarantola A. Relevance of Afar seismicity and volcanism to the mechanics of accreting plate boundaries.—Nature, 1979, vol. 282, p. 17—23.
89. Afar between continental and oceanic rifting. V. 1 and 2, 1976.
90. Aitken B. G., Echeverria L. Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona island, Colombia.—Contrib. Mineral. Petrol., 1984, vol. 86, p. 94—105.
91. Allmendinger R. V., Riis F. The Galapagos rift at 86 °W: regional morphological and structural analysis.—J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 5379—5389.
92. Andel van T. H., Ballard R. D. The Galapagos rift at 86 °W 2. Volcanism structure and evolution of the rift valley.—J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 5390—5406.
93. Anderson Don L. The Earth as a planet: paradigms and paradoxes.—Science, 1984, vol. 223, p. 347—355.
94. Anderson R. N., Honnorez J., Becker K., Adamson A. C. et al. DSDP Hole 504B, the first reference section over 1 km through Layer 2 of the oceanic crust.—Nature, 1982, vol. 300, p. 589—594.
95. Anhaeusser C. R. Geotectonic evolution of the Archaean successions in the Barberton mountain land, South Africa.—In: Precambrian Plate Tectonics. Amsterdam, Elsevier, 1981, p. 137—160.
96. Artuyshkov E. V. Geodynamics. Amsterdam, Elsevier, 1983.
97. Artuyshkov E. V., Grachev A. F. and Tolkunova T. L. The oscillatory (non-steady state) model of the origin and development of the oceanic and continental rifts.—Processes of planetary rifting, LPI Contribution No. 457, Houston, 1981, pp. 18—20.
98. Ballard R. D., van Andel T. H., Holcomb R. T. The Galapagos rift at 86 °W. 5. Variations in volcanism, structure and hydrothermal activity along a 30-kilometer segment of the rift valley.—J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, p. 1149—1161.
99. Basaltic volcanism of the Terrestrial Planets. 1981.
100. Becker K., Langseth M. G., Von Herzen R. P., Anderson R. N. Deep crustal geothermal measurements, hole 504B, Costa Rica rift.—J. Geophys. Res., 1983, vol. 88, p. 3447—3457.
101. Beyth M. A comparative study of the sedimentary fills of the Danakil depression (Ethiopia) and Dead-Sea rift (Israel).—Tectonophysics, 1978, v. 46, p. 357—367.
102. Bjornsson S. Crust and upper mantle beneath Iceland.—In: Structure and development of the Greenland-Scotland ridge. 1983, p. 31—61.
103. Bjornsson A., Johnson G., Sigurdsson S., Thorbergsson G., Trygvason. Rifting of the plate boundary in North Iceland, 1975—1978.—J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 3029—3038.
104. Bonatti E., Chermak A. Formerly emerging crustal blocks in the equatorial Atlantic.—Tectonophysics, 1981, vol. 72, p. 49—57.

105. Bonatti E., Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms.—Nature, 1982, vol. 300, p. 343—345.
106. Bougault H., Hekinian R. Rift valley in the Atlantic ocean near 36°50' N: petrology and geochemistry of basaltic rocks.—Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 24, p. 249—261.
107. Bruhn R. L., Choukroune P. Normal faulting, block faulting and delamination in a stretched crust.—Tectonics, 1983, vol. 2, p. 345—356.
108. Bunch A. W. H., Kennett B. L. N. The crustal structure of the Reykjanes ridge at 59°30' N.—Geophys. J. Roy. astr. Soc. 1980, vol. 61, p. 141—166.
109. Carlson R. W., Hunter D. R., Barker F. Sm-Nd age and isotopic systematics of the bimodal suite, ancient gneiss complex, Swaziland.—Nature, 1983, vol. 305, p. 701—703.
110. Cochran J. R. An analysis of isostasy in the World's oceans. 2. Mid-ocean ridge crests.—J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 4713—4729.
111. Condie K. C. Archaean greenstone belts. Amsterdam, Elsevier, 1981.
112. Crane K. and O'Connell S. Thermal magnitudes and periodicities of the evolving rift boundaries: Steady state or not?—Processes in planetary rifting, LPI Contribution No. 457, Houston, 1981, p. 172—175.
113. Crossley R., Crow M. J. The Malawi rift.—In: Geodynamic evolution of the Afro—Arabian rift system. Roma, Accademia Nazionale dei Lincei, 1980, p. 77—87.
114. Davidson A., Rex D. C. Age of volcanism and rifting in Southwestern Ethiopia.—Nature, 1980, v. 283, p. 657—658.
115. Dövényi P., Horváth F., Liebe P., Gálfi J., Erki I. Geothermal conditions of Hungary.—Geofizikai Közlemenek, 1983, vol. 29, p. 3—114.
116. Dupré B., Allègre C. J. Pb-Sr isotope variation in Indian ocean basalts and mixing phenomena.—Nature, 1983, vol. 303, p. 142—146.
117. Ebinger C. J., Grow M. J., Rosendahl B. R., Livingstone D. A., LeFournier J. Structural evolution of lake Malawi, Africa.—Nature, 1983, v. 308, p. 627—629.
118. Echeverria L. M. Tertiary or mesozoic komatiites from Gorgona island Colombia: field relations and geochemistry.—Contrib. Mineral. Petrol., 1980, vol. 73, p. 253—266.
119. Ehrenberg S. N. Petrogenesis of garnet Iherzolite and megacrystalline nodules from the Thumb, Navajo volcanic field.—J. Petrol., 1982, vol. 23, p. 507—547.
120. Florenz O. G. Seismic structure of the Icelandic crust above layer three and the relation between body wave velocity and the alteration of the basaltic crust.—J. Geophys., 1980, vol. 47, p. 211—220.
121. Flower M. F. J. Spreading-rate parameters in ocean crust: analogue for ophiolite?—In: Ophiolites and oceanic lithosphere. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1984, p. 25—40.
122. Fowler C. M. R., Keen C. E. Oceanic crustal structure—Mid-Atlantic ridge at 45 °N.—Geophys. J. Roy. astr. Soc., 1979, vol. 56, p. 219—226.
123. Francheteau J., Ballard R. D. The East Pacific Rise near 21 °N, 13 °N, 20 °S: inferences for along-strike variability of axial processes of the Mid-Oceanic Ridge.—Earth Planet. Sci. Lett., 1983, Vol. 64, p. 93—116.
124. Francis T. J. G. The seismicity of the Reykjanes ridge.—Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 18, p. 119—124.
125. Froude D. O., Ireland T. R., Kinny P. D., Williams I. S., Compston W., Williams I. R., Myers J. S. Ion microprobe identification of 4100—4200 Myr-old terrestrial zircons.—Nature, 1983, vol. 304, p. 616—618.
126. Gansser A., Dietrich V. J., Cameron W. E. Paleogene komatiites from Gorgona island.—Nature, 1979, vol. 278, p. 545—546.
127. Gelinas L., Mellinger M., Trudel P. Archaean mafic metavolcanics from the Rouyn—Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. I. Mobility of the major elements.—Can. J. Earth Sci., 1982, vol. 19, p. 2258—2275.
128. Geodynamic evolution of the Afro—Arabian rift system. Roma, Accademia Nazionale dei Lincei, 1980, 705 p.

129. Gliko A. O., Grachev A. F., Magnitsky V. A. Thermal model for lithospheric thinning and associated uplift in the neotectonic phase of intraplate orogenic activity and continental rifts.—*Jour. Geodynamics*, 1985, v. 13, N 4, p. 137—153.
130. Golombek M. P. Geology, structure and tectonics of the Pajarito fault zone in the Espanola basin of the Rio Grande rift, New Mexico.—*Geol. Soc. Am. Bull.*, 1983, vol. 94, p. 192—205.
131. Grachev A. F. Basalt volcanism and geodynamics of Precambrian terrains in comparison with Phanerozoic regimes.—*Int. Symposium on Precambrian crustal evolution, Abstracts*, Beijing, 1983, p. 101—102.
132. Grachev A. F. Geodynamics of the transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridge.—*Studies in Continental Margin geology*, Oklahoma, 1983, p. 103—113.
133. Grachev A. F., Fedorovsky V. S. Nature and evolution of greenstone belts tectonic boundaries in the Precambrian lithosphere.—*Int. Symposium on Precambrian crustal evolution, Abstracts*, Beijing, 1983, p. 50.
134. Grachev A. F., Fedorovsky V. S. On the nature of greenstone belts in the Precambrian.—*Tectonophysics*, 1981, v. 73, p. 195—212.
135. Green D. H. Petrogenesis of archaean ultramafic magmas and implications for Archaean tectonics.—*Precambrian plate tectonics*, Amsterdam, Elsevier, 1981, p. 469—490.
136. Heak V. Relation between electrical conductivity and petrological parameters of the crust and upper mantle.—*Geophys. Survey*, 1980, vol. 4, p. 57—69.
137. Hey R., Vogt P. Spreading center jumps and — axial asthenosphere flow near the Galapagos hotspot.—*Tectonophysics*, 1977, v. 37, p. 41—52.
138. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. W., D. C., 1969—1982.
139. Johansen B., Vogt P. R., Eldholm P. Reykjanes ridge: further analysis of crustal subsidence and time — transgressive basement topography.—*Earth Plan. Sci. Lett.*, 1984, v. 68, p. 249—258.
140. Kurz M. D., Jenkins W. J., Hart S. R. Helium isotopic systematics of oceanic islands and mantle heterogeneity.—*Nature*, 1982, vol. 297, p. 43—46.
141. Late Quaternary tectonics northern and of Juan de Fuca ridge (Northern Pacific).—*Marine Geol.*, 1972, v. 12, p. 141—164. Auth.: D. A. McManus, M. L. Holmes, B. Carson, S. M. Barr.
142. Laughton A. S., Searle R. C. Tectonic processes on slow spreading ridges.— In: Deep drilling results in the Atlantic ocean crust, Maurice Ewing ser., vol. 2, W., 1979, p. 15—32.
143. Leblanc M. The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco): evidence for Pan-African plate tectonics.— In: *Precambrian Plate Tectonics*, Amsterdam, Elsevier, 1981, p. 435—451.
144. Le Pichon X., Francheteau J., Bonin J. Plate tectonics. Development in Geotectonics, 6. Amsterdam, 1973.
145. Le Roex A. P., Dick H. J. B., Reid A. M., Erlank A. J. Ferrobasalts from the Spiess ridge segment of the southwest Indian ridge.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, p. 437—451.
146. Le Roex A. P., Dick H. J. B., Erlank A. J., Reid A. M., Frey F. A., Hart S. R. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the south-western Indian ridge between the Bouvet triple junction and II degrees east.—*J. Petrol.*, 1983, v. 24, p. 267—318.
147. Lewis B. T. R. Periodicities in volcanism and longitudinal magma flow on the East Pacific rise at 23 °N.—*Geophys. Res. Lett.*, 1979, vol. 6, p. 753—756.
148. Lewis B. T. R. The process of formation of ocean crust.—*Science*, 1983, v. 220, p. 151—157.
149. Macdonald K. C., Fox P. J. Overlapping spreading centers: new accretion geometry on the East Pacific rise.—*Nature*, 1983, v. 302, p. 55—58.
150. Macdonald K., Sempre J.-Ch. East Pacific rise from Siqueros to Orozco fracture zones: along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers.—*J. Geophys. Res.*, 1984, vol. 89, p. 6049—6069.

151. MacGeehan P. J., MacLean W. H. An Archaean sub-seafloor geothermal system, "calc-alkali" trends, and massive sulphide genesis.— Nature, 1980, vol. 286, p. 767—771.
152. Magnitsky V. A., Grachev A. F., Kalashnikova I. V., Bronguleev V. V. Recent crustal movements of the Carpathian—Balkan region and their relationship with neotectonic movements and geophysical fields.— In: Proc. 5th Inter. Symp. "Geodesy and Physics of the Earth", part III, Potsdam, 1985, p. 113—123.
153. Malle S., Prinzlau J. Partial melting of spinel Iherzolite.— J. Petrology, 1979, vol. 20, p. 727—741.
154. Mazaud A., Laj C., de Seze L., Verosub K. L. 15-Myr periodicity in the frequency of geomagnetic reversals since 100 Myr.— Nature, 1983, vol. 304, p. 328—330.
155. McGill G. The geology of Venus.— Episodes, 1983, 4, p. 10—17.
156. McKenzie D. The evolution of propagating rifts.— Nature, 1982, v. 300, p. 740—741.
157. McLain J. S. On long-term thickening of the oceanic crust.— Geophys Res. Lett., 1981, vol. 8, p. 1191—1194.
158. McQuillin R. Why does a sedimentary basin subside—a model under test?— Nature, 1983, vol. 302, p. 109—110.
159. Mechanism of Graben Formation. Amsterdam—Oxford—N. Y., 1981, 266 p.
160. Mohr P. Ethiopian flood basalt province.— Nature, 1983, v. 303, p. 577—583.
161. Morgan P. Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift.— Tectonophysics, 1983, v. 94, p. 277—298.
162. Nakanishi I., Don Anderson L. Worldwide distribution of group velocity of mantle Rayleigh waves as determined by spherical harmonic inversion.— Seismol. Soc. Am., Bull., 1982, vol. 72, p. 1185—1194.
163. Ness G., Levi S., Couch R. Marine magnetic anomaly time-scales for the Cenozoic and Late Cretaceous: a precis, critique and synthesis.— Rev. Geophys. Space Phys., 1980, No. 18, p. 753—770.
164. Nolet G. and Mueller St. A model for deep structure of the East African rift system from simultaneous inversion of teleseismic data.— Tectonophysics, 1982, v. 84, p. 151—178.
165. Oman ophiolite.— Geoph. Res., vol. 86, No. 84, 1981, p. 2495—2782.
166. Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1984.
167. Ophiolites: oceanic tectonics and metamorphism. Pitagora Editrice Bologna, 1983.
168. Orcutt J. A., McClain J. S., Burnett M. Evolution of the ocean crust: results from recent seismic experiments.— In: Ophiolites and oceanic lithosphere. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1984, p. 7—16.
169. Pieri D. C. Lineament and polygon pattern on Europa.— Nature, 1981, vol. 289, p. 17—21.
170. Plate tectonics. W., D. C., 1972.
171. Plate tectonics and geomagnetic reversals. San Francisco, W. H., Freeman and Co., 1973.
172. Plateau Uplift. The Rhenish Shield—a case history. Berlin, Springer, 1983.
173. Precambrian Plate Tectonics. Amsterdam—Oxford—N. Y., 1981.
174. Processes of continental rifting.— Tectonophysics, Special Issue, v. 94, No. 1—4, 1983.
175. Processes of planetary rifting. LPI Contribution No. 457, 1981.
176. Ramberg H. Gravity, deformation and the Earth's crust. 2nd ed., Lnd, Academic Press, 1981.
177. Rio-Grande rift: tectonics and magmatism. W., 1979.
178. Roberts R. G. Electromagnetic evidence for lateral inhomogeneities within the Earth's upper mantle.— Physics Earth Planet. Inter., 1983, v. 33, p. 198—212.

179. Robinson P. T., Hall J. M., Christensen N. I. et al. The Iceland Research Drilling Project: synthesis of results and implications for the nature of Icelandic and oceanic crust.—*J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 87, p. 6657—6667.
180. Roden M. F., Frey F. A., Clague D. A. Geochemistry of tholeiitic and alkalic lavas from the Koolau Range, Oahu, Hawaii.—*Earth Planet. Sci. Lett.* 1984, vol. 69, p. 141—158.
181. Rosendahl B. R., Dorman L. M. Summary of the geology and geophysics of the East Pacific Rise in the vicinity of the Siqueiros fracture zone.—In: Initial reports of DSDP. W., 1980, vol. 54, p. 23—36.
182. Rosendahl B. R., Livingstone D. A. Rift lakes of East Africa: new seismic data and implications for future research.—*Episodes*, 1983, No. 1, p. 14—19.
183. Seager W. R., Shafiqullah M., Hawley J. W., Marvin R. F. New K-Ar dates from basalts of the southern Rio Grande rift. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 1984, p. 87—99.
184. Schilling J. G., Zajac M., Evans R., Johnston T., White W., Devine J. D., Kingsley R. Petrologic variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N.—*Am. J. Sci.*, 1983, v. 283, p. 510—586.
185. Sclater J. G., Jaupart C., Galson D. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth.—*Reviews Geophys. Space Physics*, 1980, vol. 18, p. 269—311.
186. Sclater J. G., Parsons B., Jaupart C. Oceans and continents: similarities and differences in the mechanisms of heat loss.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 535—552.
187. Settlewood B. W., Netherwood R. E. Facies evolution in the gulf of Suez area: sedimentation history as an indicator of rift initiation and development.—*Modern Geol.*, 1984, v. 9, p. 43—69.
188. Sibuet J.-C., Veyrat-Peinot B. Gravimetric model of the Atlantic equatorial fracture zones.—*J. Geophys. Res.*, 1980, vol. 85, p. 943—954.
189. Sinton J. M. Ultramafic inclusions and high-pressure xenocrysts in submarine basanitoid, equatorial Mid-Atlantic ridge.—*Contrib. Min. Petrol.*, 1979, vol. 70, p. 49—57.
190. Smith P. J. Extensive oceanic lavas flows?—*Nature*, 1983, vol. 302, p. 14.
191. Smythe D. K., Skuce A. G., Donato J. A. Geological objections to an extensional origin for the Buchan and Witchground graben in the North Sea.—*Nature*, 1980, vol. 287, p. 467—468.
192. Spohn T., Schubert G. Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for initiation of continental rifting.—*J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 87, p. 4669—4681.
193. Stakes D. S., Sherivais J. W., Hopson C. A. The volcanic-tectonic cycle of the Famous and Amara valleys, Mid-Atlantic ridge (36°47' N).—*J. Geophys. Res.*, 1984, vol. 89, p. 6995—7028.
194. Stephen R. A. The oblique seismic experiment on DSDP leg 70.—In: Initial Report of the DSDP, 1983, vol. 69, p. 301—308.
195. Tarantola A., Ruegg J. C., Lepine J. P. Geodetic evidence for rifting in Afar. 2. Vertical displacements.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 48, p. 363—370.
196. The Early Earth: the interval from accretion to the older Archaean.—LPI Technical Report 85—01, 1984.
197. The Oslo paleorift. A review and guide to excursion. Norges geologiske undersøkelse, N 337, bull. 45, Universitetsforlaget, 1978, 200 p.
198. Vogt P. R. Global magmatic episodes: new evidence and implications for the steady-state mid-oceanic ridge.—*Geology*, 1979, v. 7, p. 93—98.
199. Wallace R. E. Patterns and timing of late quaternary faulting in the Great Basin province and relation to some regional tectonic features.—*J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 5763—5769.
200. Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust.—*Naturwissenschaften*, 1981, v. 68, p. 110—119.
201. Wendlandt R. F. and Morgan P. Lithospheric thinning associated with rifting in East Africa.—*Nature*, 1982, v. 298, p. 734—736.

202. *Wernike B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen.— *Nature*, 1981, vol. 291, p. 645—648.
203. *Wernike B., Burchfiel B. C.* Modes of extensional tectonics.— *J. Struct. Geol.*, 1982, v. 4, p. 105—115.
204. *White R. S.* Atlantic oceanic crust: seismic structure of a slow-spreading ridge.— In: *Ophiolites and oceanic lithosphere*. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1984, p. 101—111.
205. *White R. S., Purdy G. M.* Lateral and vertical variability in crustal structure in a small area of the flanks of the Mid-Atlantic ridge at 24°.— *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 1983, vol. 76 p.
206. *Wood R., Barton P.* Crustal thinning and subsidence in the North Sea.— *Nature*, 1983, vol. 302, p. 134—136.
207. *Zanettin B., Greguanin A., Justin Visentin E., Mezzacasa G., Piccirillo E.* Petrochemistry of the volcanic series of the Central Eastern Ethiopian plateau and relationships between tectonics and magmatology.— *Memoric Instit. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 1974, v. XXXI, p. 1—34.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Часть I. ОКЕАНИЧЕСКИЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ	10
Глава 1. Рельеф срединно-океанических хребтов	10
Глава 2. Основные закономерности осадкообразования срединно-океанических хребтов	26
Глава 3. Строение океанической литосферы по сейсмическим данным и результатам глубоководного бурения	40
Нормальная океаническая кора	40
Кора срединно-океанических хребтов	42
Глава 4. Физические поля срединно-океанических хребтов	48
Гравитационное поле	48
Аномальное магнитное поле срединно-океанических хребтов и океанического дна	53
Тепловой поток	59
Глава 5. Сейсмичность	65
Глава 6. Вулканизм	70
Общие закономерности	71
Петрографическая характеристика вулканогенных пород	73
Химический состав донных базальтов срединно-океанических хребтов	79
Химический состав вулканических пород океанических островов	90
Вариации в содержаниях редких, редкоземельных элементов и изотопных отношений в базальтах срединно-океанических хребтов и вулканитах океанических островов	102
Глава 7. Тектоника и геодинамика срединно-океанических хребтов	106
Выводы	116
Часть II. МАТЕРИКОВЫЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ	118
Глава 8. Особенности рельефа материковых рифтов	118
Глава 9. Формации	123
Байкальская рифтовая зона	124
Рейнский грабен	131
Момский рифт	133
Африкано-Аравийский рифтовый пояс	134
Рифтовая зона Запада США	137
Глава 10. Новейшая тектоника	138
Анализ карт новейшей тектоники	140
Внутренняя структура рифтовых впадин	146
Разрывные нарушения	148
Глава 11. Вулканизм	151
Байкальская рифтовая зона	152
Африкано-Аравийский рифтовый пояс	158

Рифтовая зона Запада США	164
Рейнский грабен	169
Момский рифт	171
Г л а в а 12. Физические поля и глубинное строение	175
Гравитационное поле	176
Геотермическое поле	178
Строение земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным	182
Г л а в а 13. Сейсмичность	185
Выводы	193
Ч а с т ь III. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РИФТОГЕНЕЗА	195
Г л а в а 14. Основные закономерности делимости литосферы и рифтогенез	195
Г л а в а 15. Рифтогенез в геологической истории	210
Ранний докембрий	210
Общие закономерности строения архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов	211
Вулканизм архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов	224
Проблемы геодинамики рифтогенеза в раннем докембре	232
✓ Поздний докембрей, палеозой и мезозой	236
Г л а в а 16. Базальтоидный вулканализм современных рифтовых зон и проблема определения палеогеодинамических обстановок по петрохимическим данным	242
Г л а в а 17. Природа аномальной мантии и механизм рифтогенеза	252
Г л а в а 18. Эволюционный ряд рифтовых областей	265
З а к л ю ч е н и е. РИФТОГЕНЕЗ КАК ВЕДУЩИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ	271
Список литературы	275

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Андрей Федорович Грачев

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ЗЕМЛИ

Редактор издательства *В. И. Макеев*

Переплет художника *О. Н. Точеной*

Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*

Технические редакторы *С. В. Торопцева, В. Ю. Любимова*

Корректор *И. Н. Таранева*

ИБ № 6727

Сдано в набор 24.10.86. Подписано в печать 23.02.87. Т-06347.
Формат 60×90 $\frac{1}{16}$. Бумага типографская № 1 имп. Гарнитура Литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 18,0. Усл. кр.-отт. 18,0. Уч.-изд. л. 20,93.
Тираж 2140 экз. Заказ 1369/945—2. Цена 3 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Вниманию специалистов!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ И ВЫЙДУТ В СВЕТ НОВЫЕ КНИГИ

БРЕЗГУНОВ Н. И.

Основы системного анализа поисковых работ

15 л. 80 к.

Рассмотрены проблемы управления развитием поисковых работ в рудных районах. Проведен системный анализ основных представлений и нормативных положений, связанных с управлением поисковыми работами. Установлены особенность технологии и закономерности развития этих работ. Предложена технологическая классификация прогнозных запасов. Рассмотрены основные статистические параметры поискового процесса и описывающие его математические модели. Даны рекомендации по осуществлению управления поисковыми работами с использованием математической модели.

Для инженерно-технических и научных работников, занимающихся вопросами совершенствования геолого-экономического анализа и управления геологоразведочными работами.

ЕГОРИН П. Г., МАУТИНА А. А.

Экономический анализ деятельности геологических организаций

19 л. 1 р. 30 к.

Рассмотрены теоретические положения аналитической работы в геологических объединениях и предприятиях. Особое внимание уделено методике проведения анализа. Описаны приемы обработки материала, позволяющие определить количественное влияние факторов на показатели производственной деятельности. Сделано обобщение по организации и методике аналитической работы для целей планирования и оперативного управления производством. Даны примеры анализа важнейших показателей и отдельных сторон деятельности в конкретных экономических ситуациях. Рассмотрена специфика проведения экономического анализа в нефтегазоразведочных организациях.

Для экономистов, геологов и других специалистов, занимающихся вопросами управления, планирования и организации работ.

КУДРЯВЦЕВА Г. П.

Ферримагнетизм природных оксидов

18 л. 1 р. 10 к.

Рассмотрены основы ферримагнетизма, кристаллохимия природных ферримагнитных оксидов с различными типами кристаллических структур, рациональная методика изучения природных ферримагнитных минералов. Описана простейшая аппаратура для исследования магнитных свойств минералов, даны оригинальные схемы установок для термомагнитного анализа и термомагнитной сепарации, собранные с использованием выпускаемых узлов. Рассмотрены особенности состава и магнитных свойств ферримагнитных минералов, слагающих промышленные типы месторождений железных, титановых и марганцевых руд. На конкретных примерах показана высокая информативность разнообразных магнитных характеристик для решения ряда теоретических и прикладных задач.

Для минералогов, геологов-рудников и геофизиков.

РАЗВАЛЯЕВ А. В.

Континентальный рифтогенез

и его предыстория

15 л. 2 р. 30 к.

Теоретически обоснована связь рифтогенеза с предшествующей геологической историей. Прослежены процессы эволюции эндогенных режимов и деструкции континентальной коры, реконструирована стадийность этих процессов. Проанализированы генетические связи рифтогенеза с латеральными временными рядами магматических формаций дорифтового этапа. Рассмотрены вопросы структурного контроля железо-марганцевых и полиметаллических месторождений, зон современного рудогенеза. Показано, что рифтогенез предопределен длительным периодическим термальным возбуждением мантии и древними литосферными неоднородностями.

Для научных работников, изучающих глобальную тектонику, металлогению и магматизм земной коры.

Интересующие Вас книги можно приобрести или заказать в магазинах книжоторга, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах — опорных пунктах издательства «Недра», адреса которых приведены в аннотированном плане выпуска, а также через отделы «Книга — почтой» магазинов:

№ 115 — 117334, Москва, Ленинский проспект, 40. Дом научно-технической книги;

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»