

МИОЦЕНОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ ИСЛАНДИИ и ПРОБЛЕМЫ СПРЕДИНГА



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР ордена трудового красного знамени геологический институт

МИОЦЕНОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ ИСЛАНДИИ и ПРОБЛЕМЫ СПРЕДИНГА

Труды, вып. 461 Основаны в 1932 году

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук Н.А. ШТРЕЙС



МОСКВА "НАУКА" 1991

Авторы:

А.С. ПЕРФИЛЬЕВ, М.А. АХМЕТЬЕВ, А.Р. ГЕПТНЕР, Ю.И. ДМИТРИЕВ, Б.П. ЗОЛОТАРЕВ, С.Г. САМЫГИН

УДК 551.241:552.323.5 •

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

MIOCENE BASALTS OF ICELAND AND PROBLEMS OF SPREADING

Transactions, vol. 461

Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга / А.С. Перфильев, М.А. Ахметьев, А.Р. Гептнер и др. — М.: Наука, 1991. — 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 461). ISBN 5-02-002156-3

В работе изложены результаты исследований, проводившихся в 1979—1983 гг. коллективом советских геологов в Исландии, единственном участке Средивно-Атлантического хребта, выходящем на поверхность океана. Получены новые данные о положении, возрасте, структуре, генезисе и формационной принадлежности платобазальтов, дайковых роев, вулканогенно-осадочных отложений.

Табл. 24. Ил. 67. Библиогр.: 111 назв.

Редакционная коллегия:

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

Рецензенты: Ю.М. Пущаровский, Л.В. Дмитриев

The paper presents the results of 1979—1983 studies conducted in Iceland by a team of Soviet geologists in the only mid-Atlantic ridge area exposed on the oceanic surface. New data have been obtained on the ages, structure, genesis and formational identity of platobasalts, dike swarms, volcanic-sedimentary sequences.

. Editorial board:

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

Responsible editor

M 1804070000-498 042(02)-91 -418-91 I полугодне

© Издательство "Наука", 1991

ISBN 5-02-002156-3

введение

Проблема генезиса океанических структур представляет собой одну из коренных проблем современной геологии. По-видимому, нет ученых, которые не связывают решение этой проблемы со структурами типа срединно-океанических хребтов. Не случайно большая часть исследователей, занимающихся геологией океанов, связала свои интересы именно с этими удивительными структурами. Но прямое геологическое изучение срединных хребтов до сих пор практически невозможно. Различные геофизические методы и драгирование пород в рифовых зонах и на гребнях срединно-океанических хребтов, безусловно, во многом позволили выяснить геологические особенности этих структур. Очень большую роль сыграли работы с использованием глубоководных аппаратов, которые проводились в рифте Срединно-Атлантического хребта [Macdonald, 1977], в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта [Francheteau, Ballard, 1983] и в Красноморском рифте [Зоненшайн и др., 1981].

Однако совершенно очевидно, что все эти исследования не могут заменить наземных работ. Объектом для них может служить Исландия — единственное поднятие Срединно-Атлантического хребта, выходящее на поверхность. На других срединных хребтах подобных поднятий нет. Совершенно естественно, что Исландия привлекла внимание ученых разных стран.

Исландия расположена на гребне Срединно-Атлантического хребта, и прямо через этот остров проходит ось современного спрединга, отвечающая западной и восточной неовулканическим зонам Исландии. Эти зоны, по-видимому, сопрягаются через трансформный разлом, проходящий от п-ова Снайфедльснесс на восток (рис. 1) [Sigurdsson, 1967]. Трансформному разлому отвечает цепочка вулканических аппаратов, имеющих сложное строение и сложенных лавами бимодального состава.

Западная неовулканическая зона на юг непосредствено продолжается гребнем хребта Рейкьянес, входящего в систему Срединно-Атлантического хребта и отвечающего осевой части современной зоны спрединга Атлантического океана. Северное продолжение неовулканических зон оборвано крупным трансформным разломом, и продолжающий их на север срединный хребет далеко смещен на запад по отношению к неовулканическим зонам Исландии.

По целому ряду параметров Исландия сходна со Срединно-Атлантическим хребтом к северу и к югу от нее. Сам остров поднят относительно территорий, расположенных к западу и востоку, т.е. отвечает срединному хребту, выходящему на поверхность; неовулканические зоны отвечают относительным понижениям в рельефе (они соответствуют рифтовым долинам срединного хребта). Неовулканические зоны смещены относительно друг друга и относительно подошвы подводных частей хребта трансформными разломами, что также типично для отдельных сегментов Срединно-Атлантического хребта. В пределах неовулканических зон широко развиты зияющие трещины — гьяры (или гьяу), наличие которых составляет специфическую особенность океанических зон спрединга.

Аналогично срединным хребтам на флангах неовулканических зон последовательно выходят все более и более древние вулканические серии (от современных



Рис. 1. Схема геологического строения Исландии

1 — неовулканические зоны (моложе 0,7 млн лет); 2,3 — лавы с возрастом: 2 — 0,7—10 млн лет, 3 — более 10 млн лет; 4 — позднечетвертичные вулканиты п-ова Снайфедльснесс; 5 — 5-я линейная магнитная аномалия; 6 — ось современного спрединга (хребты: RR — Рейкьянес, KR — Колбенсей); 7 — предполагаемые трансформные разломы; 8 — районы детальных исследований

в осевых частях этих зон до миоценовых на флангах). Как и в верхних горизонтах осевых частей срединных хребтов, в Исландии отсутствуют структуры горизонтального сжатия и преобладают структуры растяжения (это не относится к зонам трансформных разломов, где могут появляться и структуры сжатия). Земная кора Исландии, судя по сейсмическим данным, не имеет "гранитного" геофизического слоя [Зверев и др., 1985] и с этой точки зрения относится к коре океанического типа. Близка к сре-

динным хребтам и сейсмическая активность Исландии. Верхняя часть коры Исландии сложена в основном толентовыми лавами, среди которых большое значение имеют трещинные излияния. Можно привести и еще ряд черт, говорящих о сходстве Исландии с срединно-океаническими хребтами.

Вместе с тем наряду со сходством Исландия обладает определенными отличиями от подводных частей срединно-океанических хребтов, которые не могут быть объяснены только общей приподнятостью острова. Неовулканические зоны значительно шире (до 50 км), чем рифтовые, долины гораздо более пологие, относительная глубина меньше, чем в океанических рифтовых долинах. Трансформные разломы (во всяком случае, южный, прослеживающийся от п-ова Снайфедльснесс) не имеют такого четкого морфологического выражения, как в океанах, а фиксируются цепочкой вулканических аппаратов центрального типа.

В неовулканических зонах широко развиты разломы (сбросы, раздвиги и др.), однако амплитуда вертикальных движений по ним значительно меньше, чем в океанических рифтах. На флангах неовулканических зон разломов с большой вертикальной амплитудо несравнимо меньше, чем на флангах рифтовых долин срединных хребтов. Вдоль бортов неовулканических зон фиксируются протяженные флексуры, по-видимому отсутствующие в океанических аналогах этих структур. Земная кора Исландии, хотя и не имеет геофизического "гранитного" слоя, отличается значительно большей мощностью (до 30 км) по сравнению с типичной океанической корой (6—8 км).

Состав базальтовых лав Исландии несколько отличается от типичных базальтов срединно-океанических хребтов. По петрохимическим и геохимическим данным и изотопному составу они приближаются к толентовым базальтам океанических островов. В отличие от срединных хребтов в Исландии (включая и неовулканические зоны) довольно широко распространены кислые породы, связанные с вулканическими аппаратами центрального типа.

Легко видеть, что ряд существующих черт строения и состава пород Исландии отличает ее от типичного Срединно-Атлантического хребта, что делает невозможной простую экстраполяцию генетических выводов, полученных при изучении Исландии, на Срединно-Атлантический хребет. Видимо, своеобразие строения Исландии связано с ее положением в общей структуре Атлантического океана и со своеобразием истории развития этого сектора Атлантики. Иными словами, для выяснения закономерностей спрединга в подводных частях Срединно-Атлантического хребта необходимо "снять" его особенности, обусловленные особенностями развития самой Исландии.

Неовулканические зоны Исландии изучались геологами разных стран [Исландия..., 1977, 1979; Трифонов, 1983; Björnsson et al., 1977; Eysteinsson, Hermance, 1985; Jakobsson, 1972; Meyer et al., 1985; Palmason, 1973; Saemundsson, 1978; и др.], и к настоящему времени по этим зонам накоплен значительный материал. Недостаток неовулканических зон заключается в том, что они дают только почти современную и практически плоскостную картину; в них невозможно изучить историю формирования структуры и историю магматизма, а также недоступны для изучения более глубокие части разреза и гипабиссальные фации лавовых пород.

Миоценовые лавы, которые развиты на флангах неовулканических зон, начали интенсивно исследовать сравнительно недавно. Большой вклад в их изучение внесла глубокая скважина, пробуренная на восточном берегу Исландии, в устье Рейдар-фьорда. Монографическое описание этой скважины было опубликовано в 1982 г. [Iceland..., 1982]. Нами были исследованы неогеновые лавы и гипабиссальные интрузии в разных частях Исландии, а в основном на породах примерно одного и того же возрастного интервала, которым соответствует 9-я палеомагнитная эпоха.

9-я палеомагнитная эпоха является наиболее простой в палеомагнитном отношении (почти нет палеомагнитных эпизодов с обратной полярностью, нарушающих прямую полярность этой эпохи), и, как следствие, сравнительно просто определить ее границы в конкретных разрезах. Эпоха соответствует 5-й полосовой магнитной аномалии Срединно-Атлантического хребта, которая выделяется наиболее четко в смежных с Исландией секторах Срединного хребта и прослежена практически до шельфовой зоны Исландии (см. рис. 1), поэтому полученные результаты легче всего увязать с общей картиной строения хребта к северу и к югу от Исландии.

Вулканические и осадочные образования, относящиеся к 9-й эпохе, выходят на поверхность на востоке, севере и западе Исландии. В качестве опорных участков были выбраны район Беру-фьорд — бассейн р. Брейддалсау на востоке и район перешейка Северо-Западного полуострова на западе (см. рис. 1). Менее детально изучены породы того же возраста на севере острова, в районе г. Акюрейри.

Исследования, проводившиеся нами в Исландии, явились непосредственным продолжением работ Советской геологической экспедиции, результаты которой опубликованы в пятитомной монографии под редакцией В.В. Белоусова [Исландия..., 1978, 1979]. Наша экспедиция была организована и проводилась по инициативе и под непосредственным руководством А.В. Пейве. Большую помощь в организации работ и обработке материалов, а также советы и консультации оказывал нам Ю.М. Пущаровский.

Авторы считают своим долгом выразить благодарность Национальному исследовательскому совету Исландими за предоставленную возможность провести полевые геологические исследования. Особенно хочется отметить содействие докторов Г. Пальмасона, К. Саемундссона, И.Б. Фридлейфссона, Л. Симонарсона, Й. Эйрикссона, Л. Кристьянссона, С.П. Якобссона, С. Сигурмундссона, плодотворные дискуссии с которыми способствовали завершению этой работы.

Авторы благодарят сотрудника Геологического института АН СССР И.И. Лисицу, выполнившего большую работу по корректированию текста и графики в период подготовки монографии к изданию.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Ab — альбит	<i>Fa</i> — фаялит	Ну — гиперстен	<i>Q</i> — кварц
Ап — анортит	<i>Fo</i> — форстерит	NI — нефелин	<i>Wo</i> — волластонит
Еп — энстатит	Fs — ферросилит	Or — ортоклаз	

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ИСЛАНДИЯ И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ в структуре северной атлантики

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ИСЛАНДСКОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Исландский сектор Северной Атлантики охватывает обширную акваторию океана, ограниченную с запада Гренландией, с востока окраиной Евразиатского континента, а с юга и севера двумя системами трансформных разломов — Гиббса и Ян-Майенской, поперечными к оси срединно-океанического хребта. Исландии в этом секторе принадлежит центральное место. Это определяется не только ее географическим положением, но и той ролью, которую она играет в расшифровке геологических процессов, происходящих в зоне срединно-океанического хребта, выходящего в пределах острова из-под уровня океана. Будучи тесно связанной своим происхождением со структурами окружающей акватории, Исландия приоткрывает завесу и над их историей. В то же время геологическая летопись самого острова, судя по палеоботаническим и радиологическим данным, начинается лишь с миоцена, и, обращаясь к этой летописи, мы, по существу, подключаемся лишь с какого-то промежуточного момента к расшифровке несомненно более длительно протекающих процессов формирования океана и его рифтовой зоны, начальные стадии которых относятся к отдаленным от миоцена эпохам, поэтому для понимания природы острова и его геологической истории необходимо рассматривать его в совокупности со всеми окружающими структурами, их геологической историей и происхождением.

Северная Атлантика в нашем столетии не раз выступала в качестве пробного камня новых тектонических гипотез. Еще в начале века Г. де Геер и Т. Тороддсен высказали предположения об активных вертикальных движениях в кайнозое в этом регионе, в результате которых под воды Атлантики были погребены обширные пространства, занятые платобазальтами Тулеанской провинции. А. Вегенер, опираясь на геологию континентальных окраин, развивал идеи о происхождении глубоководных котловин Северной Атлантики в связи с дрейфом Американского континента. Наконец, результаты магнитной съемки хребта Рейкьянес послужили исходным материалом гипотезы Дж. Вайна и Д. Меттьюза [Vine, Matthews, 1963], которая, дополненная идеями других исследователей, как известно, легла в основу концепции тектоники плит.

Последнее десятилетие дало новые результаты в изучении этого обширного региона. Что же касается самой Исландии, то в большинстве работ нашли отражение идеи "новой глобальной тектоники" [Palmason, 1963, 1971; Palmason, Saemundsson, 1974; Saemundsson, 1974, 1978; и др.]. В свете последних данных еще более контрастно выступают проблемы, остающиеся неясными и спорными, такие, как механизм формирования океанического ложа и соотношения океанических базальтов с базальтами островов, и прежде всего самого крупного из них — Исландии, лежащей на оси Срединно-Атлантического хребта.

В современной тектонической структуре Северной Атлантики отчетливо выражены продольный и поперечный планы (рис. 2), которые последовательно рассмотрены ниже.



Рис. 2. Обзорная схема исландского сектора Северной Атлантики

1 — неовулканическая зона Исландии; 2 — рифтовые зоны океана; 3 — линейные магнитные аномалии и их номера; 4 — граница континентального шельфа и блока континентального типа в океане; 5 — скважины глубоководного бурения и их номера

В продольном плане выделяются три основных элемента.

1. Глубоководные котловины (океанические плиты), ложе которых образовано корой океанического типа, а к центральной (осевой) части приурочен срединноокеанический хребет рифтового происхождения. В пределах котловин ясно выражена линейная структура магнитного поля, а их внешние границы пространственно совпадают с наиболее древней в этом регионе 24-й магнитной аномалией [Talwani, Eldholm, 1977]¹. Ложе плит перекрыто чехлом кайнозойских осадочных пород. В его строении устанавливаются общие закономерности: мелководные, часто грубообломочные фации, находящиеся в нормальных стратиграфических соотношениях с базальтами ложа, вверх по разрезу сменяются глубоководными, более тонкообломочными или хемогенными. Последовательное омоложение ба-

¹ Южнее Ян-Майснской зоны разломов как периферическая выражена только 23-я магнитная аномалия.

зальных слоев осадочного чехла происходит от периферии к центру котловин, в направлении к срединно-океаническому хребту.

2. Второй, внешний по отношению к океану элемент, лежащий, по существу, за его пределами, объединяет весь комплекс материковых структур складчатого фундамента и мезозойского чехла, не затронутый или затронутый крайне слабо кайнозойскими дислокациями и вулканизмом.

3. Наконец, третий элемент представляет собой промежуточную зону между двумя первыми. Он в значительной своей части находится в пределах шельфа и лишь окраиной заходит на континенты. Этой переходной зоне принадлежала особая роль в раннепалеогеновой истории Северной Атлантики. В целом ее можно рассматривать как область развития пород складчатого фундамента, инъецированного базальтовым материалом, внедрившимся по крупным разломам. На дневную поверхность основные породы выходят в виде роев жильных тел и интрузий, часто расположенных по отношению друг к другу эшелонированно. В итоге образовался сложный каркас, который состоит из древних гранитно-метаморфических и мезозойских пород, пронизанных дайками и интрузиями. Он бронирован раннепалеогеновыми платобазальтами и почти повсеместно перекрыт более молодыми осадками. Некоторые исследователи рассматривают эту зону как область широкого проявления процессов деструкции континентальной коры.

Для понимания специфики кайнозойских образований внутренней и переходной зон важно то обстоятельство, что в последней (за очень небольшим исключением) мы не знаем базальтондов более молодых, чем палеоценовые. Возраст базальных морских или континентальных осадков в пределах шельфа, на тех участках, где акустический фундамент представлен базальтами, практически повсеместно не моложе раннего эоцена. Это также определяет верхнюю возрастную границу платобазальтов в переходной зоне. В то же время в пределах глубоководных котловин с корой океанического типа, лежащих внутри контура, образованного 24-й аномалией, абсолютный возраст базальтоидов, по имеющимся пока немногочисленным данным, не древнее эоценового, так же как и возраст базальных слоев осадочного чехла.

В переходной зоне можно выделить три главных района распространения раннепалеогеновых платобазальтов — Восточная Гренландия, Фарерские острова и Северная Великобритания. Их описанию посвящено много работ [Nielsen, 1978; Roberts, 1974, 1975; Scrutton, 1973], в которых подчеркивается, что поля платобазальтов повсеместно сопровождаются поясами жильных пород. Они приурочены к двум генеральным системам разломов, возникшим на стыке Северо-Американского и Евразиатского континентов в эпоху ларамийской складчатости. Первая система, ориентированная параллельно оси современной Северной Атлантики, пересекла центральную часть существовавшего здесь ранее мезозойского седиментационного бассейна. Вторая — имела меридиональную ориентировку. От Ирландского моря через Северо-Западную Шотландию она продолжалась до пересечения с первой, разделив поднятие между ветвями мезозойских бассейнов.

Формированию мощных зон разломов в древнем фундаменте предшествовало общее воздымание территории и сокращение площадей седиментации, так как в переходных толщах от мела к палеогену преобладают грубые осадки, резко возрастает количество местных перерывов, несогласий. Морские осадки вверх по разрезу сменяются прибрежно-морскими, часто паралическими угленосными. Это отмечается как в разрезах позднего мезозоя Гренландии, так и во впадинах континентального шельфа Европы.

Обе системы разломов явились каналами массового излияния базальтового вещества на земную поверхность, в итоге которого была сформирована Тулеанская платобазальтовая провинция. Эффузивная деятельность происходила преимущественно в субаэральных условиях. Базальтоидами были перекрыты обширные пространства, сложенные древними гранитно-метаморфическими и осадочными мезозойскими толщами, которые ныне находятся за пределами внутренней зоны Северной Атлантики по обе стороны от нее.

Новейшие исследования расширили представления об условиях и времени формирования платобазальтов Тулеанской провинции. Прежние выводы о петрохимическом родстве базальтов Восточной Гренландии, Фарерских островов и Великобритании получили подтверждение при их палеогмагнитном и радиологическом изучении. Возраст базальтов практически повсеместно оказался 56— 52 млн лет. Они не только локализовались в зонах разломов, но и распространялись в пределы структур древнего складчатого фундамента.

Если основные события раннего палеогена в Северной Атлантике происходили в переходной зоне, то в последующем они переместились во внутреннюю зону. Активное развитие последней привело к формированию целого ряда новообразованных структур, из которых наиболее интересны для рассмотрения ближайшие к Исландии.

Основным морфоструктурным элементом исландского сектора, поперечным к оси Атлантики, является поднятие, давно вошедшее в литературу под названием моста Туле. Оно протягивается от побережья Гренландии до севера Великобритании и состоит из самостоятельных звеньев, два из которых — Фарерские острова и Исландия — выходят из-под уровня океана и лучше изучены. Сведения об остальных элементах поднятия — Гренландско-Исландском и Исландско-Фарерском порогах, а также Фарерско-Исландском желобе — скудны и базируются на геофизических данных.

Мост Туле — гетерогенная структура. Она характеризуется неупорядоченным знакопеременным магнитным полем. В его пределах теряется "линейность" магнитных аномалий, хотя, судя по простиранию базальтовых серий Фарерских островов и Исландии, они находят отражение в изохронных сериях потоков, ориентированных параллельно им. Строение коры этой структуры близко к так называемому исландскому типу, так как имеет скоростные характеристики прохождения сейсмических волн, близкие к скоростям в "нормальной" океанической коре. Мощность же ее (25-30 км) приближается к мощности континентальной коры. Анализ геологического строения Фарерских островов и Исландин, а также сегмента севернее порога позволяет предполагать трассировку в пределы порога "брошенного" рифта Норвежского моря. Поэтому наиболее вероятно, что сам мост образован серией разновозрастных мегаблоков, сложенных базальтоидами, формировавшимися в наземных условиях, что подтверждается материалами скв. 352, пробуренной с борта б/с "Гломар Челленджер" у южного ограничения порога. По петролого-геохимическим характеристикам эти базальтоиды вполне идентичны толеитовым сериям Исландии и Фарерских островов.

К югу и к северу от поперечного поднятия располагается ряд типичных океанических структур — рифтовых хребтов, а также котловин, в которых базальтовое ложе погребено на значительную глубину под чехлом кайнозойских осадков (рифтовые хребты Рейкьянес и Кольбенсей, Ирмингерова, Исландская, Норвежская котловины, Исландское плато и др.). Анализ геологической истории этих структур позволяет сделать следующие выводы.

1. Среди поперечных структур по отношению к оси срединно-океанического хребта выделяются сегменты, характеризующиеся "сквозным" развитием океанического рифта с конца палеоцена. В итоге формируются структуры с океаническим типом земной коры (Ирмингерова и Исландская котловины). Структуры самого поперечного поднятия (Исландско-Фарерский порог и др.) характеризуются "аномальным" типом океанической коры. Что же касается сегмента к северу от него, то он занимает промежуточное положение между двумя первыми. В его пределах участки развития океанической коры (Норвежская котловина) сочетаются с участками "аномальной" океанической и даже континентальной коры (Ян-Майенский микроконтинентальный блок). 2. Основной особенностью развития структур поперечного поднятия и сегмента к северу от него является миграция во времени осей рифтовых зон с их "затуханием" и новообразованием. В результате создается мозаичное сочетание блоков с разновозрастной корой океанического или "аномального" океанического (исландского) типа.

3. Обращает на себя внимание общая асимметрия структуры поперечного поднятия, образовавшаяся в результате "дрейфа" отмерших вулканических зон к востоку. В итоге более просто построенными оказываются западные крылья вновь заложенных и развивающихся рифтовых зон и более сложно — восточные. Эти особенности асимметрии в полной мере проявляются и в структуре самой Исландии.

4. "Аномальный" тип океанической коры характеризуется скоростными характеристиками прохождения сейсмических волн, близкими к таковым в нормальной океанической коре, однако ее мощность в 2---3 раза больше и приближается к мощности континентальной коры.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ СХЕМА ИСЛАНДИИ

Общая тектоническая структура Исландии представляет собой сочетание кулисообразно сочленяющихся линейных неовулканических зон (рифтовых зон) с относительно стабильными краевыми зонами, где вулканизм в антропогене практически не проявлялся, и межрифтовой внутренней стабильной зоной в южной части острова. Наиболее четко выражена продольная (субмеридиональная) тектоническая зональность, однако, кроме нее, некоторые исследователи усматривают признаки субширотной [Баскина, 1972] и "концентрической" (Е.Е. Милановский [Исландия..., 1979]) зональности. В продольных зонах фиксируются не только существующие ныне рифтовые зоны, но и осевые части "покинутых" рифтов.

Остров сложен преимущественно вулканическими породами основного состава (свыше 80%), около 10% составляют андезиты (исландиты) и риолиты, появляющиеся на разных стратиграфических уровнях и связанные с центральными вулканами. Остальное приходится на долю осадочных и вулканогенно-осадочных пород озерно-аллювиального, морского и ледникового генезиса. С камерами вулканов центрального типа связаны экструзивные и гипабиссальные тела гранофиров и сопутствующих полнокристаллических пород. Силловидные и пластообразные тела габбро и долеритов, прорывая базальты, заметно увеличивают свою концентрацию с глубиной. Предполагается, что они являются главными компонентами третьего сейсмического слоя. К участкам его подъема к поверхности приурочены наиболее крупные выходы габброидов. Закономерности размещения в Исландии основных интрузий не вполне ясны. На западе и востоке острова они локализуются в полосах, ориентированных под острым углом к простиранию платобазальтовых толщ, причем наиболее древние тяготеют обычно к северным окончаниям этих полос. В Западной Исландии можно говорить о пространственном совпадении цепочек интрузий основного состава с осевыми частями древних вулканических зон, где им сопутствуют рои даек.

В Исландии вулканогенные образования традиционно подразделяются на четыре разновозрастных комплекса: "третичных платобазальтов" (миоцен — нижний плиоцен, 16—3 млн лет), "древних серых базальтов" (верхний плиоцен — плейстоцен 3—0,7 млн лет), палагонитовую формацию, или формацию "Моуберг" (плейстоцен, 1,8—0,7 млн лет) и современные вулканиты (рис. 3).

Платобазальты на западе, севере и востоке образуют периферическую часть острова, его внешнюю консолидированную эпоху. Этот комплекс пород сложен однородными сериями базальтовых потоков, афировых и порфировых, мощностью от первых метров до 10—20 м, которые обычно разделены тонкими прослоями



Рис. 3. Схема распространения важнейших лигнитоносных пачек в Исландии и трассировка 5-й магнитной аномалии

1 — платобазальты мноцена; 2 — вулканогенный комплекс плиоцена — плейстоцена; 3 — комплекс неовулканической зоны верхнего плейстоцена — голоцена; 4 — ледники; 5 — скважным глубоководного бурения и их номера; 6 — линейные магнитные аномалии в Северной Атлантике и их номера; 7 — области развития пород дайкового комплекса; 8 — важнейшие лигнитоносные и флороносные пачки, прослеженные как маркирующие горизонты в пределах острова (названия даны по важнейшим горизонтам ископаемой флоры) — I—I — Ботн-Офарувик; II—II — Дуфансдалур-Тернудалур; III—III — Брызунслайкур; IV—IV — Хусавик; V—V — Миддалур; VI—VI — Мокоудльсдалур; VII—VII — Свинадалур; VIII — Хредаватн; IX—IX — Стафхольт; X — Ормсау; XI—XI — Срепкир; 9 — граница континентального шельфа; 10 — ось спрединга

пирокластических пород ("red bed"), маломощными туфогенно-осадочными прослоями с линзами лигнитов. Базальты имеют слабый наклон от периферических частей к центру острова, так что наиболее древние образования выходят в его окраинных частях и шельфовой зоне. В основе стратиграфического расчленения платобазальтов лежат палеоботанические, палеомагнитные и радиометрические данные.

Плиоценовые и четвертичные образования ("серые базальты") приурочены к обрамлению и осевым частям так называемых "неовулканических зон", где сосредоточены проявления современного вулканизма. Неовулканическими зонами — Центральной и Рейкьянесской — платобазальтовые поля расчленены на три самостоятельных блока — Северо-Западный, Северный и Восточный. Формация "серых базальтов" образована лавами, пирокластами, тиллитами и другими сопутствующими породами (пиллоу-лавы и др.). В Северной Исландии этой формации одновозрастны верхи морской толщи п-ова Тьёднес. Главными компонентами формации "Моуберг" являются палагонитовые туфы, состоящие из основного вулканического стекла, образовавшегося при подледных и подводных извержениях. Продукты современного вулканизма связаны с активностью многочисленных (свыше 200) вулканов в голоцене. Для 30 из них извержения зафиксированы в историческое время. Большинство вулканов сосредоточено в пределах неовулканических зон. Общий объем изверженных продуктов за последнее тысячелетие, по оценке С. Тораринссона [Thorarinsson, 1967b], составил около 40 км³.

Облик тектонических структур Исландии определяется в основном спецификой развития океанического рифта в пределах поперечного поднятия. Периферические зоны и северная часть межрифтовой зоны Исландии сложены миоценовыми и нижнеплиоценовыми базальтами, выходящими в обособленных блоках между ветвями неовулканических зон. Платобазальты образуют ряд сочленяющихся друг с другом пологих моноклиналей, которые до середины 70-х годов трактовались как пликативные структуры (Эйя-Фьордская и Хреппарская "антиклинали" на севере и юге, ограниченные рифтовыми ветвями, Боргарнесская "антиклиналь" и Снайфедльснесская "синклиналь" в Западной Исландии и ряд других, более мелких структур). На востоке острова происходит постепенный разворот платобазальтовой моноклинали с северо-западного простирания через меридиональное на юго-западное. Моноклинали обычно осложнены системой мелких разрывов (сбросов и взбросов), причем взброшенными, как правило, оказываются блоки. уходящие по падению, что приводит к выполаживающему эффекту. Образование "псевдопликативных" структур К. Саемундссон [Saemundsson, 1974] связывает со схождением моноклиналей в процессе спрединга при параллельном развитии двух активных вулканических (рифтовых) зон и последовательном "уходе" от осевых частей на фланги продуктов извержения. Оси "синклиналей" с этой точки зрения отмечают положение осевых частей древних рифтовых зон. С развитием последних К. Саемундссон связывает и формирование флексур в полях третичных платобазальтов, наиболее крупные из которых известны на перешейке Северо-Западного полуострова, к востоку от Эйя-фьорда, и на востоке острова, у оз. Лагуридн.

Большую роль в структуре Исландни играют дайки. Классическим районом их распространения является Восточная Исландия. Большинство исландских геологов и их зарубежных коллег рассматривают комплексы даек как один из атрибутов коры, разрастающейся по латерали от рифтовых зон. Благодаря их внедрению происходит реализация растягивающих напряжений. Отмечается генетическое родство даек и эффузивных покровов.

В современной структуре Исландии наряду с рифтовыми зонами большую роль играют "трансформные" — Рейкьянесская, Снайфедльснесская и Тьёднесская. В.Г. Трифонов [Исландия..., 1979] отмечает, что "трансформные" зоны возникли в связи с заложением рифтовых зон кулисно относительно друг друга, в результате чего раздвигание блоков от осевой части каждого рифта происходит в противоположные стороны. "Трансформные" зоны Исландии находятся в разной степени "зрелости". Южная, Рейкьянесская, наиболее молодая, проявляется развитием эшелонированной системы нарушений рифтового направления, а в западной части Снайфедльснесской преобладают "трансформные" нарушения — сдвиги. Такого же типа деформации наблюдаются в зоне Хусавикского разлома — главного элемента Тьёднесской трансформной зоны. Они отчетливо выражены на северном побережье Исландии, к югу от о-ва Флатей, где, по нашим наблюдениям, плоскости, образованные сдвиговыми деформациями, падают под углом 80—85° в направлении острова.

ГЛАВА ВТОРАЯ СТРОЕНИЕ НЕОГЕНОВЫХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вулканогенные образования с возрастом древнее 3,2—3 млн лет традиционно объединялись в комплекс третичных платобазальтов. Они занимают примерно половину острова (около 50 тыс. км²), а с учетом площади шельфа, где они также распространены, не менее 150 тыс. км². Единство строения периферических частей острова и шельфа подчеркивается сходством состава и структурно-текстурными особенностями лав и строения самого разреза. Об этом можно судить по вулканитам, слагающим острова и скалистые останцы в пределах шельфа, а также по трассировкам в море отдельных маркирующих базальтовых потоков, более стойких к абразии. Драгирование на шельфе в сочетании с геофизическими работами выявило в пределах прибрежной акватории несколько аппаратов центрального типа, близких по своему строению к аппаратам среди платобазальтов самого острова.

Платобазальты до сих пор остаются изученными очень неравномерно. Наряду с обширными полями в разных частях острова, слабо или совершенно не исследованными, по отдельным профильным пересечениям вкрест платобазальтовых моноклиналей составлены детальные разрезы с отбором проб на петро- и геохимические, магнитостратиграфические и радиологические исследования. Получено много палеоботанических данных, которые использованы для биостратиграфического расчленения опорных разрезов.

Ниже будут рассмотрены основные опорные разрезы платобазальтов трех главных районов их распространения на острове.

Используя биостратиграфические данные в совокупности с магнитостратиграфическими и радиологическими, можно не только сравнивать удаленные разрезы в одних и тех же возрастных интервалах, но и сопоставлять объемы изверженных продуктов за единицу времени (например, за 1 млн лет).

Главнейшими компонентами разреза являются толеиты (обычно афировые или мелкопорфировые), пироксен-оливиновые или оливиновые базальты, базальтовые порфириты или "кумулятивные" порфириты с высокой степенью раскристаллизации основной массы. Мощность потоков варьирует от первых метров до 8—20 м и более, причем самые мощные потоки имеют, как правило, порфировое (кумулятивное) сложение. Риолиты, андезиты (исландиты) и сопутствующие им продукты центрального вулканизма, а также пачки туфогенно-осадочных пород образуют разной величины линзовидные тела, "запечатанные" между сериями базальтовых потоков. Их мощность резко возрастает по мере приближения к вулканическим постройкам центрального типа и быстро уменьшается до полного выклинивания по мере удаления от них.

ИЗУЧЕННОСТЬ НЕОГЕНОВЫХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

Первое описание третичных платобазальтов с детальной характеристикой отдельных разрезов мы находим в трудах "отца исландской геологии" Т. Тороддсена (1850—1921). Выделяя платобазальты как самостоятельную формацию, Т. Тороддсен рассматривал их в качестве фрагмента более обширного платобазальтового плато, краевые части которого экспонированы в Гренландии, на Фарерских островах и у северо-западного побережья Великобритании. Исследованиями Т. Тороддсена долгое время, по существу, исчерпывалась вся информация по платобазальтам, лишь отдельные работы были посвящены изучению вулканических построек центрального типа на западе и востоке острова, их петрографии, петро- и геохимии. При составлении серии геологических карт м-ба 1:250 000 в полях третичных платобазальтов Г. Кьяртанссон выделил только кислые вулканиты и проявления лигнитов.

В основе биостратиграфического расчленения платобазальтов лежат палеоботанические данные. Изучение исландских неогеновых флор, начатое О. Геером, было продолжено И. Аскельссоном [Askelsson, 1942, 1954, 1956, 1957], В. Фридрихом [Friedrich, 1966] и Л. Симонарсоном [Friedrich et al., 1972; Friedrich, Simonarson, 1974, 1976, 1982]. Г. Пфлюг [Pflug, 1959], обобщив палинологические данные, выделил в толще платобазальтов два разновозрастных палинологических комплекса. В результате работ советской экспедиции на основе палеоботанических данных удалось выделить ряд горизонтов, уточнить возраст последних и сопоставить разрезы разных частей Исландии [Стратиграфия..., 1978].

50-е годы нашего столетия стали поворотными в изучении платобазальтов. Их магнитостратиграфическое расчленение, методические основы которого были разработаны Тр. Эйнарссоном [Einarsson, 1957], получило дальнейшее развитие в работах Дж. Уокера, его учеников и последователей [Walker, 1959, 1962, 1963, 1964, 1974a, 1975; Watkins, Walker, 1977]. Заслугой Дж. Уокера было не только то, что он впервые закартировал значительные по площади массивы платобазальтов на востоке острова. Главное заключалось в разработке наиболее рациональной методики комплексного изучения платобазальтов применительно к условиям острова.

Эта методика, с крайне незначительными дополнениями, вот уже почти четверть века находится на вооружении исландских геологов. Трассировка на всей площади распространения отдельных серий потоков, различающихся по составу и структурно-текстурным особенностям, детальное картирование сложнофациальных построек центрального типа и сопутствующих им жильных серий позволили четко отделить базальтовые пакеты, служащие фундаментом, от пакетов, запечатывающих постройки, по завершении их активной деятельности. В качестве стратиграфической базы расчленения платобазальтов Дж. Уокер использовал магнитостратиграфию и радиологию.

Детальность исследований в сочетании с комплексным подходом к изучаемым объектам позволила Дж. Уокеру сделать ряд важных выводов, касающихя не только изученной площади на востоке Исландии, но и острова в целом. Он впервые выявил вертикальную зональность в распределении в платобазальтах цеолитов и других вторичных продуктов. Особое значение Дж. Уокер придавал изучению жильных серий. Откартировав рои даек в районе Рейдар-фьорда и к западу от него, он установил ряд закономерностей в их латеральном размещении и увеличении частоты с глубиной. Зафиксированные случаи азимутального несогласия между простиранием даек и вмещающих платобазальтов объяснялись Д. Уокером неравномерным спредингом Исландии, его смещением во времени с севера на юг. Определенный вклад был внесен им и в трактовку природы третьего слоя земной коры в Исландии. Причину его появления в сейсмическом разрезе на глубине Дж. Уокер связывал с развитием в платобазальтах густой сети силлообразных или слабо секущих базальтовые потоки интрузий габбро и долеритов. Эти представления позднее нашли свое развитие в работах И. Фридлейфссона [Fridleifsson et al., 1982].

Систематическое детальное изучение разрезов платобазальтов Юго-Западной, Северо-Западной и Северной Исландии началось в последнее десятилетие [Kristjansson et al., 1975; Aronson, Saemundsson, 1975; Mc Dougall et al., 1977]. Х. Йоханессон [Johannesson, 1980] откартировал несогласие между базальтоидами западного и восточного крыльев Боргарнесской "антиклинали", причем возраст первых оказался на 5 млн лет древнее возраста вторых. Подтверждена предполагаемая ранее непрерывность разреза платобазальтов Северной Исландии по линии Оулафс-фьорд—Боула в интервале 12—7 млн лет. Все вновь полученные материалы были обобщены К. Саемундссоном [Saemundsson, 1980].

Пологие куполовидные структуры и моноклинали, образованные платобазальтами, традиционно трактовались как пликативные структуры (или их части) и долгое время не привлекали к себе внимания. Подчеркивалось их постепенное "затухание" к центру острова и осложнение флексурообразными перегибами. Олнако первые же более детальные исследования заставили внести коррективы в эти представления. Оказалось, что крылья "антиклиналей" сложены разновозрастными базальтоидами. В то же время в "синклиналях" по обе стороны от осей выхолят одновозрастные образования, подобно тому как мы видим сейчас в современных активных вулканических зонах Исландии. Наиболее аргументированное объяснение происхождения этих структур дал К. Саемундссон [Mc Dougall et al., 1977]. По его мнению, сходящиеся моноклинали (а не "антиклинали") образовались в результате параллельного развития двух вулканических (рифтогенных) зон с последовательным уходом продуктов извержений от их осевых частей на фланги. В соответствии с этой точкой зрения оси "синклиналей" в платобазальтах отмечают положение осей древних вулканических зон, закончивших свое развитие в неогене (например, Снайфедльснесской).

Комплексные исследования советской экспедиции (1972—1978 гг.) ставили целью всестороннее геолого-геофизическое изучение острова для расшифровки его тектонической природы и строения земной коры в пределах Исландии и ее непосредственного обрамления. И хотя основное внимание уделялось зонам современного вулканизма, были получены новые данные, характеризующие и платобазальтовые поля (стратиграфия, гидро- и геохимия, тепловой поток, жильные образования, разрывные нарушения и т.д.). Многоканальное сейсмическое профилирование в сочетании с геологической съемкой (Боргар-фьорд—Фитьяр; Эйя-фьорд—Фоссхоудль; южный берег Рейдар-фьорда) позволило протрассировать на глубину отдельные маркирующие серии потоков платобазальтов, а также получить сейсмические разрезы погребенных частей вулканических построек центрального типа (Рейдар-фьорд).

Геологические исследования в Исландии последних лет отличались многоплановостью. Кроме детального изучения экспонированных разрезов, большую роль для понимания особенностей строения второго слоя земной коры сыграли глубокие опорные скважины, пробуренные к югу от Акюрейри, в Рейдар-фьорде и в других частях острова. Это позволило не только получить представление о том, как изменяется строение лавовых пакетов с глубиной, но и понять, в какой степени изменяется их соотношение с жильными образованиями. Таким образом, может быть выделено несколько этапов в изучении третичных платобазальтов Исландии.

На первом, наиболее раннем этапе исследования был опубликован ряд описательных работ Т. Тороддсена [Thoroddsen, 1888, 1906], которые позже использовал Г. Кьяртарссон при составлении попланшетных геологических карт острова м-ба 1:250000.

Второй этап (с середины 50-х годов) связан с началом детального изучения платобазальтовых серий, картирования отдельных лавовых пакетов, уточнения строения центральных вулканических построек, временных и пространственных соотношений кислых вулканитов с платобазальтами. Начал внедряться в практику полевых исследований палеомагнитный метод (Т. Эйнарссон [Einarsson, 1957], Дж. Уокер [Walker, 1959]).

Третий период, охватывающий конец 60-х и 70-е годы, отличался комплексным подходом к изучению базальтоидов Исландии с использованием геофизических

методов. В это время был разработан ряд моделей в применении к Исландии, в основу которых положены идеи новой глобальной тектоники.

Наконец, современный этап характеризуется более углубленным подходом к изучению второго слоя земной коры острова с использованием широкого арсенала геофизических методов и глубокого бурения.

ПРИНЦИПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

За единицу стратиграфического расчленения платобазальтов принят горизонт, характеризующий определенный интервал разреза и содержащий специфический флористический комплекс, отличный от комплексов подстилающих и перекрывающих образований. В данном случае "горизонт" интерпретируется как стратиграфическая единица региональной схемы, выделяемая в толщах, точное сопоставление которой с подразделениями общей шкалы встречает трудности. Важны единство критериев проведения границ между горизонтами и их унификация. Нижняя граница того или иного горизонта проводится по подошве первой из туфогенно-осадочных пачек (прослоев или линз), где фиксируется данный комплекс. В тех случаях, когда палеофлористическая характеристика отдельных интервалов разреза оказывается скудной и недостаточной для проведения границ между горизонтами в конкретных разрезах (особенно в Северной и Восточной Исландии), учитывались палеомагнитные и радиологические данные.

В качестве унифицированных горизонтов третичной платобазальтовой толщи Исландии выделено пять: селаурдалурский (средний миоцен), брьяунслайкурский (средний миоцен), хусавикский (верхний миоцен) с двумя подгоризонтами нижнехусавикским и верхнехусавикским (мокоудльсдалурским), хредаватненский (верхний миоцен) с двумя подгоризонтами — нижнехредаватненским и верхнехредаватненским (стафхольтским) и слеггьюлайкурский (нижний плиоцен) (рис. 4, см. вкл.; рис. 5). Названия горизонтов даны автором раздела по главнейшим местонахождениям флор. Их типовые разрезы находятся в Северо-Западной и Западной Исландии.

СЕЛАУРДАЛУРСКИЙ ГОРИЗОНТ'

Образования селаурдалурского горизонта выделены в Северо-Западной Исландии и с большей долей условности в Восточной. На западе к нему относится нижняя часть разреза платобазальтов мощностью более 2000 м. Разрез разделяется на три части примерно равной мощности: нижнюю лавовую серию, формирование которой предшествовало активизации вулкана Аднар-фьорд, среднюю, образованную продуктами самого вулкана, и верхнюю, в строении которой принимают участие базальтоиды — продукты трещинных излияний, перекрывающих эту вулканическую постройку. Верхняя граница горизонта проводится по подошве туфогенно-осадочной пачки Тернудалур—Дуфансдалур. Сводный разрез составлен по ряду перекрывающих друг друга частных разрезов в бортах фьордов, открывающихся в Датский пролив.

Выделены следующие серии потоков (снизу вверх):

Мощность, м
1. Толенты афировые и меланократовые, мелкопорфировые. Два потока кумулятивных оливин-
плагноклазовых порфиритов
2. Толенты афировые и мелкопорфировые; в кровле — серии потоков, шлаки, туфы, линзы лигнитов
и туфогенно-осадочных пород
3. Порфириты с крупными фенокристаллами плагиоклаза в чередовании с толентами афировыми
и мелкопорфировыми

¹ Раздел написан в соавторстве с Л. Симонарсоном.





Таблица 1

Абсолютный возраст эффузивов Северо-Западной Исландии (селаурдалурский горизонт)

Номер [,] пробы	Местонахождение	Полого	Содержание, %		
		Порода	К	Ar	1
51/76 65*/76	Скалавик уровень моря	Афировый базальт	0,33±0,02	0,37±0,04	+
65*/76	склон	Оливиновый базальт	0,62±0,03	0,56±0,05	
81/1	Гелтур	Тоже	0,22±0,02	0,18±0,015	
81/4	Кетильсейри	Мелкопорфировый толент	0,22±0,02	0,19±0,015	

Примечание. Старые константы: $k=0,557\cdot10^{-10}/год^{-1}$; $\lambda=4,72\cdot10^{-10}/год^{-1}$ и ⁴⁰К=0,0122 ат. %; новые константы: $k=0,581\cdot10^{-10}/год^{-1}$; $\lambda=4,962\cdot10^{-10}/год^{-1}$ и ⁴⁰К=0,0116 ат. %. Аргон: рад — радиогенный, общ — общий. Лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик М.А. Аракелянц.

Мощность, м

4. Толеиты мелкопорфировые и афировые; в основании — маркирующий пласт туфов Села-
урдалура-Хаульсара
5. Толенты афировые и мелкопорфировые; образуют серию тонких потоков (1-3 м), сопровож-
дающихся шлаками. Андезиты центральной части вулкана Аднар-фьорд
6. Толеиты афировые и мелкопорфировые порфириты, андезиты, дациты, прослои и линзы
лигнитов и туфогенно-оссдочных пород. Две флороносные пачки — ламбадалурская и кетиль-
серийская
7. Толеиты афировые и мелкопорфировые с отдельными потоками "кумулятивных" порфиритов 370
8. Толенты афировые

Флороносные слои и линзы туфов и туфогенно-осадочных пород с растительными остатками приурочены к четырем уровням разреза (см. рис. 6): ботненскому, селаурдалурскому, ламбадалурскому и кейтильсерийскому. Они отвечают интервалам Sn, Sb, SL-JA и JA-JB¹ единого магнитостратиграфического разреза Северо-Западной Исландии [Mc Dougall et al., 1984].

В Восточной Исландии к селаурдалурскому горизонту условно относится нижняя часть разреза, принадлежащая, по данным Н. Уоткинса и Дж. Уокера, к 13-й палеомагнитной эпохе. Она включает комплекс центрального вулкана Герпир-Бардснес. Этот комплекс образован вулканитами смешанного состава, риолитами и их туфами, потоками исландитов и толеитов. Выше залегает пласт кислых кристаллокластических туфов Бардтанги, перекрывающийся потоками порфиритов и оливиновых базальтов. Границу между 13-й и 12-й палеомагнитными эпохами Н. Уоткинс и Дж. Уокер установили внутри серии однородных толеитов по границе между четвертым и пятым потоками ниже подошвы порфиритовой серии Герпир. Мощность разреза 580 м.

Для селаурдалурского горизонта характерна умеренно теплолюбивая флора, доминантами которой являются таксодиевые и буковые. В верхах разреза сокращается количество пыльцы Ulmus, Ilex, Tilia, возрастает Picea и Betula. Родовой спектр растительных мегафоссилий включает Equisetum, Metasequoia, Glyptostrobus, Carya, Ostrya, Fagus, Magnolia, Vitis.

Селаурдалурский горизонт на западе принадлежит к двум палеомагнитным эпохам — нижней, с двумя нормальными эпизодами, сопоставляемой с 14-й эпохой, и верхней, нормальноё, параллелизуемой с 13-й эпохой.

¹ Здесь и далее латинскими буквами обозначаются серии потоков базальтов в опорных палеомагнитных разрезах, цифра — порядковый номер потока в разрезе.

40	Возра	Парбо	
Аг _{ред} / Аг _{общ}	старым константам	новым константам	Прова
28,29	16,0±2,0	15,6±2,0	А.А. Краснова
29,42	13,0±1,5	12,5±1,5	То же
27,30	12,261,5	11,5±1,5	М.А. Ахметьева
25.23	12,5±1,5	11,861,5	Тоже

Абсолютный возраст эффузивов селаурдалурского горизонта (более десятка определений) колеблется в интервале 16—11 млн лет. Пробы анализировались в ИГЕМ АН СССР (аналитик М.М. Аракелянц) (табл. 1).

БРЬЯУНСЛАЙКУРСКИЙ ГОРИЗОНТ

Брьяунслайкурский горизонт выделяется во всех трех главных районах развития платобазальтов Исландии. В основном опорном разрезе на Северо-Западном полуострове нижняя граница его проводится по подошве дуфансдалурской лигнитоносной пачки, верхняя — по подошве туфогенно-осадочной пачки Дьюпи-фьорда. Сводный разрез объединяет ряд частных разрезов, изученных на двух участках — по линии Аднар-фьорд—Брьяунслайкур и на восточном побережье Кодла-фьорда от его изголовья до п-ова Скаланес. Его суммарная мощность около 1800—2000 м. Этот разрез объединяет образования 12-й палеомагнитной эпохи и значительную часть 11-й. Здесь выделяются (снизу вверх):

Мощность, м
1. Лигнитоносная пачка Дуфансдалура — Тернудалура 10—12
2. Толеиты афировые 120
3. Порфириты "кумулятивные", чередующиеся с потоками афировых толеитов мощностью по
10—15 м 75
4. Толеиты афировые и мелкопорфировые; мощность потоков 10—15 (20) м, в базальной части ин-
тервала 6—10 (12) м
5. Толеиты афировые; в основании — маркирующий поток (15—18 м) "кумулятивных" пор-
фиритов 140
6. Порфириты оливин-пироксеновые, анкарамиты; в основании и средней части разреза —
прослои туфогенно-осадочных пород с флорой брьяунслайкурского горизонта 120
7. Толеиты афировые и мелкопорфировые; потоки мощностью 8—15 м; в основании — линзы
туфогенно-осадочных пород (флороносные слоя) 350
8. Порфириты "кумулятивные" и крупнопорфировые в чередовании с толентами афировыми и
мелкопорфировыми
9. Голенты афировые с мощностью потоков 5—10 м
10. Голенты крупнопорфировые, плагиоклазовые, базальты афировые и мелкопорфировые в чере-
довании
11. чередование потоков толеитов афировых и мелкопорфировых мощностью 6-10 м с мало-
мощными (U, э—э м) IJU

Кроме флороносных туфогенно-осадочных пачек, маркирующую роль в разрезе играют также потоки порфиритов, особенно "кумулятивных". Это так называемые "upper cumulate porphyrites" [Kristjansson et al., 1975], выделенные южнее Аднарфьорда и прослеженные нами от Брейда до Дира-фьорда. Такую же роль играют порфириты Ватнс-фьорда—Миклидалюра, а также серия потоков оливиновых порфиритов и анкармитов, перекрывающих брьяунслайкурскую флороносную пачку.

В Северной Исландии к брьяунслайкурскому горизонту отнесена нижняя часть разреза платобазальтовой толщи мощностью до 500 м в разрезе Оулавфьярдармули. Она представлена чередующимся в разрезе потоками порфиритов и оливиновых базальтов с преобладанием последних в низах разреза. Сам же разрез начинается с потока мелкопорфировых толеитов мощностью 25 м. Нижние 20 лавовых потоков мощностью 320 м, по данным И. Саемундссона и др. [Saemundsson, 1980], относятся к 12-й палеомагнитной эпохе. Корреляция разрезов Северо-Западной и Северной Исландии по уровню флороносной туфогенно-осадочной пачки Дьюпифьорда. Скаланеса показывает, что граница брьяунслайкурского и хусавикского горизонтов в Северной Исландии должна проводиться внутри однородной серии потоков порфиритов и оливиновых базальтов (по подошве потока "кумулятивных" порфиритов — *РА*-38 [Saemundsson et al., 1980]), приуроченной к нижней границе обратного эпизода 11-й палеомагнитной эпохи.

В Восточной Исландии брьяунслайкурский горизонт включает ряд контрастных по составу и текстурно-структурным особенностям серий потоков общей мощностью 1100—1200 м (снизу вверх):

Мощность, м
1. Серия потоков порфиритов Герпир ("Gerpir porphyritic group" по Н. Уоткинсу и Дж. Уокеру),
Их подстилают несколько потоков толентов, обратно намагниченных.
2. Базальты оливиновые. С ними ассоциируют прослои и линзы туфов, туфоконгломератов, туфо-
песчаников и туффитов. В одном из прослоев — остатки хвойных и двудольных
3. Порфириты с линзами туфов 170
4. Толенты афировые
5. Базальты оливиновые
6. Толеиты афировые и мелкопорфировые с не выдержанными по латерали потоками оливиновых
базальтов
7. Порфириты Виндхаульса, образующие пять потоков
8. Толенты с включением отдельных потоков оливиновых базальтов и пластов кислых туфов . 250
9. Порфириты и андезиты Гракодлур, образующие фундамент центрального вулкана Рейдар-
фьорда
Риолиты, кислые туфы, исландиты, толеиты 200

Общая мощность образований брьяунслайкурского горизонта в Восточной Исландии 1200—1500 м.

Флора трех основных флороносных пачек Северо-Западной Исландии дуфансдалурской, брьяунслайкурской и ваттарфьядльской — более умеренная по сравнению с флорой селаурдалурского горизонта. Преобладают сосновые и березовые при участии широколиственных Juglandaceae, Ulmaceae, Sassafras, Асег и др.

В магнитостратиграфической шкале описываемый интервал отвечает 12-й и частично 11-й палеомагнитным эпохам. Абсолютный возраст базальтоидов брьяунслайкурского горизонта колеблется в интервале 13,7—10 млн лет (несколько десятков определений).

хусавикский горизонт

Образования, относимые к хусавикскому горизонту, выделены во всех трех главных районах распространения платобазальтов в Исландии.

На перешейке Северо-Западного полуострова и к западу от него в составе горизонта четко выделяются три толщи.

1. Нижняя мощностью до 1000—1200 м образована мелкопорфировыми и афировыми толеитами и порфиритами, включая и "кумулятивные" разности. Потоки крупнопорфировых порфиритов, мощностью до 80—100 м, приурочены к нижней и средней частям разреза (южное окончание п-ова Скаланес, восточное 20 побережье Торска-фьорда). Туфогенно-осадочные отложения для этого интервала не характерны, за исключением базальной пачки горизонта — дьюпифьордовой.

2. Средняя толща представлена серией пирокластических и туфогенно-осадочных пород с потоками и силлами (?) колончатых толеитов ("куббабергов"). Ее мощность 400 м. В этой части разреза присутствуют также игнимбриты и фельзиты. Формирование толщи синхронно по времени активизации центрального вулкана Кроукс-фьорда и происходило как в субазральной, так и в субаквальной обстановке в компенсированном прогибе, развивающемся перед фронтом флексуры.

3. Верхняя толща мощностью более 800 м сложена в нижней части афировыми и мелкопорфировыми толеитами (300—500 м). Эти лавовые накопления служат фундаментом центрального вулкана Мокоудльсдалура, в период активизации которого происходило накопление большого объема пирокластических продуктов. Самые верхи разреза образованы потоками афировых и мелкопорфировых толеитов, "запечатывающих" Мокоудльсдалурский вулкан. Верхняя граница горизонта проводится по подошве серии потоков толеитов, ошлакованных, маломощных, образующих основание вулкана Хавратиндур.

В разрезе хусавикского горизонта Северо-Западной Исландии выделяется не менее десятка маркирующих флороносных пачек. Кроме базальной, откартированной на п-ове Скаланес и побережье Дьюпи-фьорда, большинство из них сосредоточено в средней и верхней частях разреза. По предварительным данным исландских геологов, хусавикский горизонт Северо-Западной Исландии отвечает в магнитостратиграфической шкале интервалу от нижней границы обратного эпизода 11-й эпохи до верхней границы третьего (снизу) эпизода прямой остаточной намагниченности 8-й эпохи.

Хусавикский горизонт Северной Исландии объединяет вулканогенные образования, относимые к верхней части 11, 10, 9-й и к низам 8-й палеомагнитной эпохи в разрезах Тредласкаги общей мощностью до 4500 м, что более чем в 2 раза превышает мощность вулканогенных образований Северо-Западной Исландии и примерно в 1,5 раза — Восточной Исландии. Разрез условно может быть подразделен на три части: нижнюю, включающую образования, предшествующие 9-й палеомагнитной эпохе, среднюю, отвечающую ей же, и верхнюю, включающую образования нижней части 8-й эпохи [Saemundsson et al., 1980].

Нижняя часть разреза мощностью 1200 м изучена в разрезах Керахньюкур, Стейндир. Она объединяет следующие серии потоков (снизу вверх):

Мощность, м
1. Порфириты (в том числе кумулятивные) (11 потоков)
2. Толенты (12 потоков)
3. Порфириты в чередовании с редкими потоками толентов, оливиновых базальтов и пластов
кислых туфов
4. Толенты с прослоями туфогенно-осадочных пород и пластами кислых туфов 400
Потоки толентов в разрезе, как правило, отделены друг от друга выдержанными горизонтами
"red-bed".

Средняя часть разреза образована сериями потоков, относящихся к продолжительному безынверсионному интервалу 9-й палеомагнитной эпохи. Ее общая мощность в разрезах Тредласкаги 1860 м. Основные взаимно надстраивающие друг друга части общего разреза экспонированы в обрывах Керлинга, а также Хельярфьядля и Хоулабирды. Этот интервал слагают (снизу вверх):

1. Базальты оливиновые	100
2. Осадочная группа Мелар, включающая наряду с потоками кислых туфов и прослоями туфоген	но-
осадочных пород оливиновые базальты, порфириты и толеиты	200
3. Серия чередующихся потоков оливиновых базальтов и порфиритов	350
4. Толенты с редкими потоками порфиритов и пластов кислых туфов (в верхней части)	700
5. Порфириты в чередовании с редкими потоками толеитов и оливиновых базальтов	330
Серии потоков 3 и 4 восточнее Эйя-фьорда отвечают две нижние толщи разреза (А и В), изучень	ные
автопами в 1977 г.	

Надстранает разрез 9-й палеомагнитной эпохи в Северной Исландии серия потоков, экспонируемых в разрезах Сойльхеймафьядля и Баккадалура (Тредласкаги), общей мощностью до 1400 м.

Магнитостратиграфические данные свидетельствуют о ее формировании в течение первой половины 8-й палеомагнитной эпохи (9,21—8,3 млн лет). Выделяются две примерно равные по мощности части разреза. Нижняя образована толеитовыми лавами с редкими потоками порфиритов и оливиновых базальтов, многочисленными прослоями кислых туфов и вулканогенно-осадочных пород, равномерно распределенных по разрезу, что сближает этот интервал с одновозрастными образованиями Северо-Западной Исландии. Потоки базальтондов, средняя мощность которых около 15 м, обычно разделены "red-bed". Верхняя часть разреза представлена исключительно толеитами и периодически встречающимися в разрезе пачками туфогенно-осадочных пород суммарной мощностью более 100 м. Средняя мощность потоков этой части разреза не превышает 10 м, "red-bed" отсутствуют.

В правобережье Эйя-фьорда к описываемому интервалу относится толща *С*, разрез которой мощностью до 100 м обнажается в промоинах близ ферм Кнарарберг и Тугустадир. Она представлена чередующимися потоками афировых и мелкопорфировых толеитов, порфиритов, долеритов, маломощных пластов агломератов, туфов и туфогенно-осадочных пород.

В Восточной Исландии, по данным Н. Уоткинса и Дж. Уокера, к хусавикскому горизонту относятся (снизу вверх):

M	ющность, м
1. Верхняя часть продуктов накопления центрального вулкана Рейдар-фьорда, пре, риолитами и сопутствующими им пирокластическими образованиями, чередующимися с ан	дставленнай Ндезитами и 200
толеитами, и туфогенно-осадочными породами	
Севернее Рейдар-фьорда этот комплекс пород Дж. Уокер назвал "кислой группой Седлатур'	", а в районе
Фаускрудс-фьорда — "кислой вулканической серией Рейдар-фьорда".	
2. Оливиновые базальты Хоульмар	300-350
3. Толенты (5 потоков)	70
4. Оливиновые базальты Грьета	15
5. Толща толентов Хоульматиндура, включающая отдельные потоки оливиновых базал	ьтов и пор-
фиритов, пласты кислых туфов Рейдар-фьорда и Хоульматиндура	450
6. Порфириты Кодлур (7 потоков)	60
7. Толенты, включающие маркирующий пласт туфов и игнимбритов Каесса	200
8. Порфириты Грейнаватна (10 потоков)	70
9. Толенты, образующие слабо дифференцированную серию потоков	400
10. Порфириты Фоссарвика	240
11. Толенты с редкими прослоями туфогенно-осадочных пород, конгломератов и пласт	ами кислых
туфов	200

Скв. IRDP, пробуренная до глубины 1920 м в изголовье Рейдар-фьорда в точке с координатами 65°01' с.ш., 14°21' з.д., впервые позволила сопоставить некоторые интервалы разрезов, экспонированные в бортах фьорда, с соответствующими интервалами разреза в скважине [Helgason, Zentilli, 1982] (рис. 6). Она бурилась от подошвы серии порфиритовых потоков Кодлур, вскрыла полный мощный разрез толеитовых лав Хоульматиндура, включая оба маркирующих туфовых горизонта — Хоульматиндура и Рейдар-фьорда, которые залегают соответственно на отметках 430—450 и 920—930 м ниже уровня моря. Ближе к основанию разреза, на глубине 1460 м, пройдена кровля серии потоков оливиновых базальтов Грьета. Кровля же второй аналогичной серии потоков оливиновых базальтов — Хоульмар не была подсечена. Скважиной вскрыты базальтоиды низов 9-й палеомагнитной эпохи и верхов 10-й. Подошва первых располагается близ отметки 1230 м над уровнем моря.

В какой же степени изменяется мощность одних и тех же лавовых пакетов с глубиной? Это можно видеть из сравнения соответствующих интервалов разреза скважины и опорного разреза Хоульматиндура, отстоящего от скважины к востоку на 13 км (рис. 6). В Хоульматиндурском разрезе мощность интервала,



Рис. 6. Корреляция разреза скважины IRDP в изголовье Рейдар-фьорда с разрезом Хоульматиндур, расположенным в 13 км восточнее, по Й. Хельгасону и М. Зентилли [Helgason, Zentilli, 1985]

Маркирующие пачки базальтов (1), туфов (2): K — плагиофировые базальты Кодлур, XT — переотложенные туфы Хоульматиндур, P — туфы Рейдар-фьорда; Γ — туфы Грьета; X — оливиновые базальты Хоульмар

разделяющего порфириты Кодлур и оливиновые базальты Грьета, 450 м, в скважине этот же интервал достигает 1450 м (отношение 1:3), интервал между маркирующими туфовыми горизонтами Хоульматиндура и Рейдар-фьорда в экспонированном разрезе 120 м, в скважине 520 м (отношение 1:4). Таким образом, за счет вновь появляющихся в разрезе на западе лавовых потоков, увеличения мощности одних и тех же пакетов, а также жильных образований в среднем мощность одновозрастных интервалов с глубиной возрастает в 3—4 раза. Это относится и к маркирующим туфовым пачкам, формировавшимся в субаэральных условиях, а ныне погруженным на значительную глубину.

Суммарная мощность разреза хусавикского горизонта в Восточной Исландии около 2200 м. Граница с вышележащими образованиями хредаватненского горизонта условно проводится по подошве наиболее мощного потока толеитов (K-32) в разрезе Хенгидля [Watkins, Walker, 1977]. Этот поток приурочен к нижней границе эпизода "8d" и сопоставляется по палеомагнитным данным с подошвой серии маломощных толеитовых потоков шлаков, связанных с вулканом Хавратиндур в Северо-Западной Исландии.

Комплекс растительных остаткоз хусавикского горизонта отличается незначительным участием хвойных. Доминирует Fagus. Среди макрофоссилий ему сопутствуют Osmunda, Pterocarya, Salix, Alnus, Betula, Acer. В палинокомплексе хвойные встречаются чаще в нижнехусавикском подгоризонте. Приуроченность двух туфогенно-осадочных пачек Северо-Западной и Восточной Исландии — хусавикской и хоульматиндурской с идентичными комплексами к безынверсионному интервалу, отвечающему 9-й палеомагнитной эпохе, является надежным репером для корреляции разрезов этих удаленных частей острова.

Следует особенно подчеркнуть, что практически полная редукция хвойных в комплексах растительных макро- и микрофоссилий в Западной Исландии в соче-

тании с большим насыщением разреза осадочными породами по сравнению с другими частями острова позволяет по-разному реконструировать палеогеографическую обстановку на западе и востоке Исландии во время накопления вулканитов, относящихся к 9-й палеомагнитной эпохе. В Западной Исландии осадки формировались в депрессионном понижении, причем положение базиса эрозии было, вероятно, близким к уровню моря. В то же время в Восточной Исландии оно происходило в условиях горного расчлененного рельефа.

Хусавикский горизонт отвечает второй половине 11-й палеомагнитной эпохи, эпизодам 10-й, 9-й эпох и части 8-й эпохи (включая эпизод "8d"). Радиологические данные (более 80 определений, из которых 24 выполнены в лабораториях ГИН АН СССР и ИГЕМ АН СССР) оценивают абсолютный возраст пород этого горизонта в интервале 11,5—8,5 млн лет. Пять проб из скважины, отобранных с глубин 182, 232, 644, 1304 и 1899 м, имеют возраст 10—8,9 млн лет. Возраст двух проб, ранее определенных Я. Мак Дугаллом из этого же интервала, но в разрезе, экспонированном на поверхности, 9,52 и 9,73 млн лет [Albertsson et al., 1982].

В Северной Атлантике образования хусавикского горизонта могут быть сопоставлены с базальтоидами, пространственно связанными с 5-й линейной аномалией и с сопряженными с ней аномалиями обратного знака, причем обе корректировочные точки 5-й аномалии как непосредственно у внешней границы исландского шельфа севернее острова, так и близ западного окончания п-ва Снайфедльснесс находятся на простирании базальтоидов этого горизонта.

хредаватненский горизонт

Вулканогенные образования хредаватненского горизонта выделены во всех трех районах — Западной, Северной и Восточной Исландии. Базальная часть горизонта в опорном разрезе моноклинали Северо-Западного полуострова мощностью до 800 м представлена эффузивами и грубыми литокластическими туфами среднего и основного состава — продуктами центральных вулканов Хавратиндур и Хваммур. Они тяготеют к осевой части вулканической зоны, потерявшей активность в позднем миоцене. За подошву горизонта условно принята серия тонких базальтовых потоков и шлаков, осветленных в результате гидротермальной переработки. В средней части толщи обнаружены линзы лигнитов (Свинадалур) с типичным палинокомплексом хредаватненского горизонта.

В южном направлении описываемые образования надстраиваются (частично замещаются?) серией однородных андезитовых потоков мощностью 250—300 м, наиболее полный разрез которых изучен над Лойгаром. Поздние по возрасту потоки афировых и мелкопорфировых толеитовых лав несогласно перекрывают андезитовую толщу. В целом для осевой части покинутой вулканической зоны характерно большое участие лав и пирокластических продуктов среднего и основного состава, а также продуктов гидротермальной переработки вмещающих пород, так же как это наблюдается и в осевой части древней вулканической зоны на п-ове Снайфедльснесс.

Разрез хредаватненского горизонта на западе острова надстраивается в левобережье Нордюрау от оз. Хредаватн до фермы Нордтунги. Его общая мощность 1500 м. Полного "смыкания" этого и предыдущего разрезов не происходит, так как флороносная пачка Свинадалур и перекрывающие андезиты, судя по палеомагнитным данным, принадлежат еще к 8-й палеомагнитной эпохе (верхней части), а древнейшие вулканиты Хредаватна отвечают верхам 7-й эпохи.

Низы разреза в районе Хредаватна образованы чередованием нескольких потоков порфиритов мощностью до 80 м, заключающих пласты гналокластитов и линзы озерных отложений с типовой флорой хредаватненского горизонта. Выше разрез надстраивается толеитовой серией мощностью до 520 м. В верхней части интервала отмечаются потоки порфиритов. Верхи хредаватненского горизонта мощностью до 600 м в бассейне Нордюрау образованы чередующимися в разрезе потоками толеитов и порфиритов, пластов туфов и прослоев туфогенно-осадочных пород в верхней части разреза.

Суммарная мощность разреза хредаватненского горизонта в бассейне Нордюрау и ее междуречья с Тверау около 1100—1200 м.

В Северной Исландии образования хредаватненского горизонта выделены в левобережье Фньоускау. Флористические данные позволяют относить к нему вулканогенно-осадочную пачку Идлугастадира вместе с серией подстилающих и перекрывающих потоков толеитов и афировых базальтов. Приуроченность выходов пород этого горизонта к флексуре восточнее Эйя-фьорда не дает возможности надежно установить верхнюю и нижнюю границы горизонта в этом районе. К. Саемундссон [Saemundsson, 1974] предполагает, что вулканиты, обнажающиеся в восточном борту Фньоускау, имеют возраст моложе 5 млн лет и относятся в основном к слеггьюлайкурскому горизонту. Они с перерывом ложатся на все подстилающие образования.

В Восточной Исландии образования хредаватненского горизонта имеют максимальную мощность не менее 3000 м.

Используя материалы Н. Уоткинса и Дж. Уокера [Watkins, Walker, 1977], можно выделить следующие подразделения сводного разреза, объединяющего образования 8 (частично), 7, 6 и 5-й палеомагнитных эпох:

Мощность, м

1. Толенты с редкими потоками оливиновых базальтов. Туфы, вулканогенно-осадочные образования,
горизонты "red-bed" встречаются редко (8-я палеомагнитная эпоха)
2. Чередование в разрезе толентов и порфиритов. Мощные слои кислых туфов. Линзы и прослои туфо-
генно-осадочных пород. Этот интервал разреза отвечает 7-й палеомагнитной эпохе. Кислые туфы имеют
общую мощность 250-300 м (из 1300), осадочные отложения — около 30 м, палагонитовые туфы
(Гейтедльнадалур) — около 300 м
3. Толенты, чередующиеся в разрезе с пачками пирокластических образований, слоистых туфов,
песчаников, аргиллитов. Эта часть раздеза отвечает 6-й и 5-й палеомагнитным эпохам

Для хредаватненского горизонта характерно преобладание в комплексах мегаи микрофоссилий хвойных и мелколиственных (Abies, Picea, Alnus, Betula) с небольшим участием широколиственных (Acer, Ulmus), кустарниковых сережкоцветных (Salix, Alnaster, Betula ex sect, Fruticosae), реже травянистых растений. В верхних частях разреза уменьшается роль древесных растений за счет кустарниковых и травянистых. Многочисленные определения абсолютного возраста вулканитов хредаватненского горизонта свидетельствуют о их формировании в интервале 8—5,2 млн лет (более 15 определений). Они относятся к 8 (частично), 7, 6 и 5-й палеомагнитным эпохам.

СЛЕГГЬЮЛАЙКУРСКИЙ ГОРИЗОНТ

Образования слеггьюлайкурского горизонта распространеы в разных частях острова в обрамлении неовулканических зон. В их составе наряду с основными эффузивами, особенно в верхах разреза, много пирокластических и осадочных пород.

В разрезе Западной Исландии, в междуречье Нордюрау—Хвитау, общей мощностью более 1600 м заметную роль играют пирокластические породы среднего и кислого состава — продукты деятельности центральных вулканов Рейкьядалур и Скардсхейди. Сокращается участие в разрезе оливиновых базальтов. Верхняя граница горизонта повсеместно проводится по появлению в разрезе первых пластов тиллитов, приуроченных к эпизоду Маммут эпохи Гаусс.

В Западной Исландии полный разрез слеггьюлайкурского горизонта мощностью не менее 1000 м описан у Льозаватнскарда. Разрез подразделяется на три толщи ("D", "E" и "F"):

В Восточной Исландии к слеггьюлайкурскому горизонту отнесены вулканогенно-осадочная толща и перекрывающие ее эффузивы суммарной мощностью 1200—1400 м, обнажающиеся в меридиональной полосе протяженностью не менее 100 км от долины Ховсау (Вопна-фьорд) на севере до южной оконечности оз. Лагуридн.

Еще в период, предшествующий накоплению вулканитов слеггьюлайкурского горизонта (около 6,5—6 млн лет), в Восточной и Северной Исландии произошел спад вулканической активности, продолжавшийся и в слеггьюлайкурское время (до 4—3,5 млн лет). Распространение по обе стороны от Центральной неовулканической зоны мощных туфогенно-осадочных пачек, разделенных потоками базальтов, показывает, что ее формированию предшествовало заложение прогиба, заполнявшегося пирокластическими и осадочными образованиями перед фронтом западной (Фньоускауской) и восточной (Лагуриднской) флексур. Это позволяет сделать вывод, что сквозная рифтовая структура по крайней мере в слеггьюлайкурское время здесь уже существовала.

В северном направлении, к п-ову Тьёднес, континентальные отложения осевой части прогиба замещены морскими.

Слеггьюлайкурский горизонт характеризуется холоднолюбивой флорой. Заметно падает роль древесно-кустарниковой группы растений. Хвойные практически исчезают, и присутствует лишь небольшое количество древесных и кустарниковых, представленных современными видами (Salix glauca, Alnaster viridis, Alnus glutinosa, Rosa acicularis и др.).

Для палинокомплексов характерно разнообразие пыльцы травянистых и кустарниковых (Gramineae, Polygonaceae, Ericaceae, Ranunculaceae).

Слеггьюлайкурский горизонт отвечает эпохе Гилберт в полном ее объеме и низам эпохи Гаусс. Возраст границ первой из них в опорном разрезе Западной Исландии по трем десяткам радиологических дат определен в интервале 5,34—4,32 млн лет. Выделены три нормальных эпизода — Твера (4,81— 4,6 млн лет), Сидуфьядль (4,45—4,33 млн лет), Нунивак-Кочити (4,09—3,26 млн лет). Древнейшие из тиллитов, перекрывающих платобазальты Исландии, повсеместно приурочены к обратному эпизоду Маммут эпохи Гаусс (3,2—3 млн лет).

Палеофлористические данные в сочетании с анализом вещественного состава пород по отдельным интервалам разреза позволяют в самом общем виде охарактеризовать палеогеографическую обстановку формирования платобазальтовой серии.

В период, предшествующий становлению базальтоидов 9-й палеомагнитной эпохи, абсолютные отметки слабо расчлененного базальтового плато были в пределах 400—1000 (1200) м. Таковы абсолютные отметки распространения в настоящее время в умеренном поясе хвойно-широколиственных лесов с участием сосновых, таксодиевых и буковых. Заметное снижение абсолютных отметок рельефа на западе при их сохранении (или также небольшом снижении) на востоке произошло в позднем миюцене (около 10 млн лет назад). Во вторую половину миюцена (в хредаватненское время) расчлененность рельефа острова и его средние абсолютные отметки были близки к современным. Они оставались несколько ниже в Западной Исландии, а также в прогибе зарождавшейся неовулканической зоны и выше — в Восточной Исландии. В раннем плиоцене (в слеггьюлайкурское время) областью седиментации становится вновь заложенная рифтовая зона (Центральная). Мощность рыхлых осадков постепенно увеличивается с юга на север и от бортов зоны к ее центральной части. На севере, в районе современного полуострова Тьёднес, континентальное осадконакопление сменялось морским.

В последующих главах мы будем рассматривать те интервалы разрезов острова, которые отвечают 9-й палеомагнитной эпохе. Их уверенное сопоставление базируется не только на идентификации продолжительного безынверсионного магнитного поля прямой полярности, но также на радиологических и палеофлористических данных, их подкрепляющих и корректирующих.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ ОБЩАЯ ПЕТРОХИМИЯ МИОЦЕНОВЫХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В основу этого раздела положены общие силикатные анализы горных пород. выполненные в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР двумя методами — классическим мокрым химическим анализом и плазменно-спектрографическим. Последний вид анализа выполнялся на французском плазменном спектрографе ІУ-48 фирмы "Жобен Ивон" по методике, разработанной Д.Я. Чопоровым. Образцы миоценовых платобазальтов были проанализированы методом классической химии аналитиками Г.И. Карасевой, Е.В. Черкасовой, В.Б. Рычковой, Г.Ф. Галковской, Н.Л. Калашниковой. Всего этим методом было исследовано для западной части Исландии 30 образцов, а для восточной части — 28 образцов. Плазменно-спектрографическим методом было проанализировано 127 образцов по Восточной Исландии. Из них по дайкам субмеридионального простирания — 6; северо-восточного простирания — 13; ветвящимся дайкам — 7; комплексным дайкам Стрейтисхорн I. Стрейтисхорн II и Стрейтисхорн III — 43; долеритовым силлам — 5; микрогранитной экструзии Кельдускодар — 5; эруптивному центру Хестхалса и неккам — 20; порфиритам Грейнаватна — 4; базальтам разреза N — 14 и разреза T — 10. Местоположения проанализированных образцов указаны на геологических разрезах, картах и схемах, приведенных в тексте монографии в соответствующих разделах. Результаты анализов приведены в табл. 5-16.

Основываясь на этом материале, мы сделали попытки рассмотреть следующие вопросы: 1) оценить эволюцию химического состава миоценовых платобазальтов во времени (имеется в виду выяснение закономерностей изменения химизма пород снизу вверх по разрезу); 2) выяснить черты сходства и различия химизма миоценовых платобазальтов западной и восточной частей Исландии; 3) выяснить особенности химизма роев даек различного простирания; 4) сопоставить химизма: а) пород даек и базальтов, слагающих разрезы N и T; 6) пород комплексной дайки Стрейтисхорн с породами, слагающими эруптивный центр Хестхалса и микрогранитную экструзию Кельдускодар; 5) сопоставить в общих чертах химизм изученных миоценовых платобазальтов с составом базальтов современной неовулканической зоны Исландии и современных срединно-океанических хребтов.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ИСЛАНДИИ

Для выяснения эволюции химизма платобазальтов во времени были составлены матрицы химического состава пород из различных потоков для западной и восточной территорий Исландии. По разрезам западной части Исландии в матрицу включено 30 базальтовых потоков (снизу вверх), начиная от селаурдалурского горизонта и кончая хредаватненским. По восточной части Исландии 28 базальтовых потоков Брейддалурской площади, охватывающих возрастной интервал только 9-й палеомагнитной эпохи (табл. 2, 3).

Из этих матриц видно, что нет никакой закономерной смены в химическом составе платобазальтов снизу вверх по разрезам ни в западном, ни в восточном

Компонент	10и	82n	84н	80н	109н	
SiO ₂	45,55	47,14	47,24	46,74	45,10	1
TiO ₂	2,47	2,93	1,61	1,87	1,48	
Al ₂ O ₃	13,78	13,78	20,31	18,82	18,21	
Fe ₂ O ₃	8,15	7,87	5,76	5,00	5,39	
FeO	5,89	7,04	4,28	6,43	4,44	
MnO	0,17	0,25	0,16	0,17	0,15	
MgO	6,31	4,99	3,33	5,31	5,89	
CaO	10,09	9,77	12,65	12,80	13,50	
Na ₂ O	1,98	3,30	2,59	2,70	2,08	
K₂O	0,89	0,44	0,44	0,22	0,35	
H₂O⁺	2,43	0,96	0,87	0,15	2,62	
H₂O⁻	2,46	1,20	1,16	0,14	1,07	
P ₂ O ₃	0,21	0,52	0,23	0,16	0,13	
CO2	_	_	_	_	_	
Сумма	100,38	100,19	99,63	100,51	100,41	
Компонент	40н	48H	50и	51и	54н	
SiO2	46,76	47,41	47,37	47,43	48,26	+
TiO ₂	2,39	1,70	0,68	2,63	1,65	
Al ₂ O ₃	12,11	13,92	24,65	13,53	15,39	
Fe ₂ O ₃	7,91	6,97	1,12	7,45	4,24	
FeO	7,22	5,62	3,64	7,58	7,53	
MnO	0,21	0,18	0,09	0,23	0,18	
MgO	5,74	6,85	4,58	6,09	6,90	
CaO	11,93	12,42	15,26	11,40	13,22	
Na ₂ O	2,32	2,29	1,66	2,60	2,49	
K₂O	0,19	0,22	0,16	0,39	0,31	
H₂O⁺	0,72	1,23	0,27	0,38	0,09	
H ₂ O_	1.23	1.62	0.55	0.26	0.26	

Таблица 2 Химический состав мноценовых базальтов Западной Исландии

P₂O₅

CO₂

Сумма

0.15

1.60

100.48

0.15

100.58

0.02

100.05

0.28

_

100.25

0.15

100.67

районе развития миоценовых платобазальтов. Однако в них просматривается своеобразный "двойной план" распределения содержаний ряда элементов (как бы два уровня их концентраций), таких, как TiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO и менее отчетливо Na₂O. По-видимому, эта особенность химизма предопределена не только типом глубинной дифференциации магматических расплавов, но их первичной геохимической специализацией.

Этот вывод следует из того, что нет закономерного изменения в химизме базальтов снизу вверх по разрезу (т.е. во времени). В процессе излияния расплавов, формирующих потоки платобазальтов, происходит чередование двух составляющих. Одна из них характеризуется толеитовым (в понимании Г. Макдональда) или высокоглиноземистым (в понимании Х. Куно) трендом, а другая щелочным. В то же время это изменение в химизме расплавов не контро-

111H	и 94н 98н 10		100н	105и	107 н	91 и	
47,39	i 48,43	47,45	45,72	46,10	i 48,60	47,64	
1,86	2,55	1,74	1,44	1,48	2,03	1,61	
16,77	13,91	14,31	15,32	17,26	15,01	16,70	
2,37	5,26	4,26	4,46	4,23	3,60	3,91	
7,16	9,55	7,23	6,00	5,62	8,42	6,50	
0,15	0,24	0,17	0,16	0,15	0,17	0,17	
6,70	5,26	7,82	10,07	6,19	7,17	6,19	
12,24	10,77	12,77	12,00	13,22	11,71	12,88	
1,77	2,94	2,18	1,72	2,08	2,29	2,29	
0,44	0,31	0,22	0,22	0,31	0,27	0,26	
2,12	0,51	1,03	1, 9 9	2,52	0,55	1,30	
1,08	0,18	0,84	0,91	1,01	0,54	0,68	
0,16	0,26	0,16	0,15	0,14	0,18	0,15	
 100,21	100,17	. — 100,18	100,16	100,31	100,54	 100,48	
69и	65н	66и	170н*	172#**	166и	43и	
47.08	48.96	47.38	46,56	48,54	48,28	45.88	
0,76	1,79	1,57	1,87	2,80	1,87	1,54	
24,53	16,21	15,78	16,69	13,93	14,45	18,04	
2,29	4,51	6,23	5,54	6,28	5,87	6,53	
3,38	6,71	5,14	6,91	8,78	7,30	4,19	
0,10	0,17	0,18	0,18	0,23	0,18	0,17	
4,27	5,96	6,83	5,96	5,48	6,39	6,20	
14,88	11,70	12,64	11,42	9,41	11,50	13,17	
1,66	2,49	2,39	2,36	2,86	2,39	2,22	
0,17	0,27	0,31	0,22	0,58	0,33	0,23	
0,11	0,51	1,11	0,98	0,44	0,65	0,71	
· · · ·	0,94	-	_		1,10	1,20	
0,46			0.17	0.31	0.17	0.08	
0,46 0,03	0,16	0,14	0,17	0,51	•,•	•,••	

I 4 О Л Н Ц 8 Z (ОКОНЧАН

Компонент	44н	35н	26н	15н	136н***	150н
SiO ₂	46,74	47,04	46,47	48,98	46,30	59,53
TiO ₂	2,79	2,73	1,51	3,83	1,76	1,36
Al ₂ O ₃	14,10	13,17	16,20	12,12	17,23	15,38
Fe ₂ O ₃	5,55	5,33	6,49	4,69	3,96	3,56
FeO	7, 64	10,27	4,81	11,82	7,34	7,24
MnO	0,23	0,30	0,16	0,29	0,19	0,26
MgO	6,33	6,09	6,97	4,39	3,78	1,57
CaO	11,53	11,12	12,85	9,17	11,72	5,25
Na ₂ O	2,70	2,82	1,87	2,70	2,20	3,72
K ₂ O	0,33	0,39	0,26	0,84	0,36	1,31
H₂O ⁺	0,07	0,16	1,16	0, 66	0,79	0,36
H ₂ O ⁻	1,27	0,45	1,45	0,42	_	0,41
P2O5	0,23	0,26	0,11	0,46	0,16	0,52
CO2	-	_		_	_	
Сумма	99.51	100.13	100.31	100.31	99.57	100.47

•П.п.п. 0,446.

•• П.п.п. 0,05.

*** П.п.п. 3,84.

Примечание. 10н, 82н, 94н, 98и, 100н, 40н, 48н, 51и, 172н, 166н, 44н, 35н, 26н, 15н — афировые базальты; 111и, 91и — микроплагиофировые базальты; 84и, 80и, 109н, 105и, 50и, 107и, 54и, 69и, 65и, 66и, 170и, 43и, 136и — плагиофировые базальты; 150и — афировый андезит. С — не определен. Здесь и далее содержание компонентов — в мас.%, элементов — в г/т. Не опр. — не определялось, прочерк — не обнаружено.

лируется структурно-петрографическими особенностями базальтов. Оба типа расплавов при их консолидации дают и афировые и порфировые разности. В обоих случаях резко преобладают афировые базальты. Отсюда следует, что кристаллизационная дифференциация не ответственна за возникновение расплавов, характеризующихся различными трендами — толеитовым и щелочным.

Рассмотрение двухкомпонентных вариационных диаграмм показало, что Al с Ca и K с Ti, содержащиеся в платобазальтах западного и восточного районов Исландии, связаны между собой прямой корреляционной зависимостью. При этом породы западного района статистически характеризуются более высокими содержаниями Al и Ca и более низкими концентрациями K и Ti по сравнению с породами восточного района. Содержания Al и Ti обнаруживают довольно четко проявленную обратную корреляционную зависимость между собой (рис. 7).

На всех приведенных выше диаграммах видно, что поля составов миоценовых платобазальтов Исландии значительно шире полей составов океанических абиссальных толеитов. Это свидетельствует о большей степени дифференцированности и ином типе дифференциации миоценовых платобазальтов по сравнению с океаническими толеитами. Из этих диаграмм видно, по каким элементам и насколько эти группы пород отличаются друг от друга.

Сопоставление химизма миоценовых платобазальтов, развитых западнее и восточнее современного рифта Исландии, позволяет сделать вывод, что в Восточной Исландии среди платобазальтов преобладают разности пород, аналогичные по составу высокотитанистым щелочно-оливиновым базальтам с повы-



Рис. 7. Вариационные диаграммы Al₂O₃—CaO (*a*), K₂O—TiO₂ (*b*), Al₂O₃—TiO₂ (*b*) *1*, 2 — платобазальты; 1 — Западной Исландии, 2 — Восточной Исландии; 3 — поля составов платобазальтов Исландии

шенным содержанием Fe. В западной части Исландии преобладают породы, аналогичные толеитовым базальтам в понимании Г. Макдональда.

Оценивая состав первичного расплава рассматриваемых платобазальтов в координатах (Na₂O + K₂O) — SiO₂, можно предположить, что он (состав) или являлся одинаковым для обеих провинций Исландии и носил характер промежуточного между составами океанических толеитов и щелочных базальтов, или был разным, как это показано на диаграмме Макдональда (рис. 8). По-видимому, в обеих сравниваемых провинциях в момент проявления вулканизма существовало по два первичных расплава. Один из них — толеи-

	Таблі	нца З		
Химический состав	мноценовых	базальтов	Восточной	Исландии

Компонент	104/1	104/2	105/2	106/1	107/0	107/4	107/11	
SiO2	46,44	46,71	46,05	46,43	43,77	46,52	45,22	
TiO₂	3,81	2,98	2,13	3,74	3,74	2,38	3,91	
Al ₂ O ₃	10,99	15,02	18,04	11,66	13,79	13,28	12,82	
Fe ₂ O ₃	8,21	6,14	5,19	6,65	11,92	6,80	6,74	
FeO	10,03	7,67	5,90	10,36	5,59	6,79	8,66	
MnO	0,31	0,21	0,14	0,26	0,16	0,23	0,35	
MgO	5,41	4,71	5,48	5,46	4,00	6,40	5,41	
CaO	9,54	11,45	11,97	9,96	10,40	12,52	10,16	
Na ₂ O	3,13	3,08	2,39	2,92	2,70	2,41	2,61	
K ₂ O	0,84	0,73	0,44	0,61	0,42	0,33	0,61	
H₂O ⁺	0,35		0,79	0,70	0,60	0,27	1,16	
H₂O⁻	1,14	0,05	1,56	1,25	2,91	1,56	1,61	
P2O3	0,34	0,65	0,17	0,21	0,30	0,12	0,30	
CO ₂	_	0,25	—	—	-	_		
Сумма	100,54	99,65	100,25	100,21	100,30	99,61	99,56	
	124/22	124/26	124/2	27 124	/29	127/8	127/17	
SiO ₂	46.51	47.15	45,3	7 47	.28	46.40	45.19	
TiO ₂	1.96	2.37	4.0	0 3	.40	2.81	2.95	
Al ₂ O ₃	12.06	15,87	11.5	6 12	.64	13.10	11.55	
Fe ₂ O ₃	7.95	6,88	9,7	7 4	.11	8,59	6,49	
FeO	7.07	5,98	8,9	6 11	,65	8,15	9,66	
MnO	0,38	0,18	0,2	5 0	,35	0,31	0,21	
MgO	6,76	5,72	4,8	75	,18	5,39	6,40	
CaO	12,25	12,05	10,1	7 10	,09	10,81	11,58	
Na ₂ O	2,32	2,49	2,7	0 2	,61	2,61	2,70	
K ₂ O	0,38	0,34	0,4	4 0	,61	0,33	0,38	
H₂O⁺	0,38	_	_	0	,21	0,48	0,84	
H₂O⁻	1,85	1,01	1,5	90	,58	1,30	1,25	
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,2	90	,31	0,25	.0,15	
CO ₂	_	_	_	0	,55	_	0,60	
Сумма	100,03	100,22	99,8	7 99	,57	100,53	99,95	

*Содержание С 0,27 г/т.

Примечание. 104/1, 105/2, 106/1, 107/0, 107/4, 107/11, 107/17, 118/1, 122/2, 122/6, 124/22, 124/27, 124/29, 124/8, 127/17, 127/20, 128/1, 133/3, 134/1, 135/1, 135/3 — афировые базальты; 104/2 — микроплагиофировые базальты; 122/21, 124/13, 124/5, 124/26, 135/2 — плагиофировые базальты; 133/19 — афировый андезитодацит.

товый с титаножелезистой специализацией, а другой — базальтовый, щелочно-оливиновый. Однако их объемное соотношение было различным. Доля участия базальтового щелочно-оливинового расплава в формировании платобазальтов Восточной Исландии была значительно больше, чем в Западной Исландии. Соответственно и выплавление этих двух расплавов происходило на разных глубинных уровнях. Толеитовый расплав с титаножелезистой спе-

107/17	118/1	122/	2	122/6		122/21	124/:	5 12	24/13
46,20	46,70	44,7	4	48,10	1	46,94	43,71		8,22
2,72	2,72	3,1	4	2,55		2,14	2,80)	2,80
15,03	13,34	13,1	8	12,93		15,34	15,1	5 1	2,31
6,83	7,97	7,1	8	6,15		7,00	6,30)	5,20
8,31	6,55	9,7	0	8,02		5,96	9,32	2 1	1,25
0,30	0,24	0,2	8	0,38		0,17	0,2	L	0,35
6,09	5,74	7,0	0	6,48		5,78	7,1	l	5,90
10,65	8,07	9,3	1	11,61		12,02	9,70	5 1	0,24
2,70	2,92	2,9	2	2,51		2,39	2,49		2,92
0,29	0,89	0,7	0	0,28		0,29	0,49		0,42
0,10	1,32	0,9	0			0,53	1,00)	0,10
1,03	1,79	1,1	4	1,34		1,77	1,60)	0,51
0,24	0,32	0,2	5	0,19		0,15	0,24	t i	0,26
 100, 39	99,57	100,4	4	 100,54		 100,48	— 100, 11	8 10	— 0,48
127/20	128/1	133/3	133/19*		134/1		135/1	135/2	135/3
45.92	47.71	49.77	61.58		46.71	-	46.87	46.73	46.40
2.69	3.39	2.74	1.19		3.82		3.57	2,12	3.36
12.96	14.25	13.54	15.44		11.76		12,51	17.09	12.65
9,90	5.69	4,80	1,74		4,52		7,67	7,41	4,94
4.49	8,53	8.09	5.65		10.82		8.58	4,68	10.90
0.21	0.21	0.21	0.16		0.21		0,27	0,21	0,28
6,99	4,92	4,59	0,72		4,91		4,67	4,51	4,85
10.62	9.87	10.20	4,12		10.62		10,79	12,70	10,72
2.57	2,60	3,02	3,96		2,86		2,83	2,49	3,02
0.33	0,82	0,73	2,44		0,38		0,44	0,29	0.52
1,00	_	0,94	1,11		1,17		0,14	0,11	0,47
1,49	1,27	1,09	0,30		0,86		0,94	1,51	0,51
0,02	0,35	0,19	0,45		0,20		0,36	0,21	0,30
0,35	_	0,50	1,40		0,70		_	_	1,00
00.04	00.61	100.41	100 53		00.67		00 (4	100.00	00.00

циализацией является менее глубинным по сравнению с базальтовым щелочнооливиновым расплавом, но в то же время его генерация происходила на большей глубине, чем генерация первичного расплава абиссальных океанических толентов.

Говоря о химизме миоценовых платобазальтов Исландии в целом, следует отметить, что для них характерны очень высокая железистость и отчетливо 33 3. 3ax. 977



Рис. 8. Вариационная диаграмма (Na₂O + K₂O) – SiO₂ (*a*) и диаграмма *AFM* первичного расплава платобазальтов (*б*)

1, 2 — платобазальты: 1 — Западной Исландии, 2 — Восточной Исландии; 3, 4 — средние составы: 3 — базальта щелочной оливиновой серии, 4 — океанического абиссального толента

I, II — границы вулканических серий по Х. Куно: толентовой серии (нижнее поле), высокоглиноземистой серии (среднее поле), щелочно-оливин-базальтовой серии (верхнее поле); III — граница вулканических серий по Г. Макдональду: толентовой серии (нижнее поле) и щелочной серии (верхнее поле)

проявленный "феннеровский" тренд дифференциации (рис. 8). Это наряду с более высокой щелочностью и большими концентрациями Ті резко отличает их от абиссальных океанических толеитов. Строго говоря, большую часть миоценовых платобазальтов Исландии следует называть ферробазальтами или железотитанистыми базальтами.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

В строении миоценовых базальтовых толщ рыхлые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения играют небольшую роль. По оценкам различных исследователей, участие этих отложений в толще базальтов колеблется от 5 до 10% и лишь на отдельных ограниченных отрезках разреза платобазальтов достигает 15%, а иногда и более. В толщах миоценовых базальтов нет следов эрозионных врезов или накопления коррелятных с ними грубообломочных пород. Накопление рыхлого вулканокластического материала в основном связано с выпадением тефры из воздуха и с непродолжительным переотложением ее на поверхности лав. Распределение вулканокластики на площади, мощность и гранулометрический состав образующихся отложений определяются характером эксплозивной деятельности, удаленностью области накопления от центров извержения, особенностями вулканического рельефа.

На территории распространения миоценовых базальтов известно большое количество вулканических построек центрального типа, а строение и состав слагающих пород некоторых из них изучены достаточно подробно (см. например: [Walker, 1963]). Значительно меньше известно о строении миоценовых базальтовых толщ в районах трещинных извержений. Согласно существующей модели, центры трещинных излияний, давшие основную массу базальтовых лав, перекрыты более поздними лавовыми потоками.

Накопление рыхлой вулканокластики в зоне современного вулканизма происходит при выпадении тефры из воздуха. Выпавший материал особенно легко фиксируется на неровной поверхности лавовых потоков. Мощность образующихся отложений в значительной степени зависит от крупности выпадающего пепла и рельефа лавовой поверхности.

Наиболее мощные скопления рыхлой вулканокластики образуются в результате заполнения крупных, ограниченных по площади неровностей лавового рельефа или вулканотектонических депрессий, аналогичных тем, которые широко распространены сейчас в неовулканической зоне Исландии.

По составу вулканокластика разделяется на две группы пород — основную и кислую. В результате достаточно интенсивного гидротермального изменения исходный состав вулканокластики нередко оказывается полностью или очень сильно изменен. Однако даже в этих случаях первичный состав вулканокластики может быть восстановлен достаточно уверенно по составу и структуре вторичных минералов.

Базальтовая тефра распространена по всему разрезу миоценовых платобазальтов, а кислая встречается только на определенных стратиграфических интервалах. В составе вулканических построек центрального типа и по их периферии известны разные типы кислой вулканокластики: отложения пеплопадов, представленные главным образом тонкозернистыми витрокластами, отложения палящих туч, сложенные лито- и витрокластическими породами различной крупности. Известны игнимбриты, прослеживающиеся в толще базальтов на многие десятки километров. Наиболее далеко от вулканов прослеживаются отложения пеплопадов, сложенные тонкозернистыми кислыми витрокластическими туфами.

В составе базальтовой вулканокластики легко различаются два типа пород: пористые тонкозернистые литокласты (тахилитовая тефра) и сидеромелановые гиалокласты и тефра различной степени пористости. Литокластическая вулканокластика базальтового состава образуется в основном при эксплозивных извержениях, лавовом фонтанировании, а также в небольшом количестве при раз-
рушении шлаковых корок субаэральных лавовых потоков. Базальтовая (сидеромелановая) витрокластика образуется главным образом в результате соприкосновения жидкого расплава с водой во время гидроэксплозивных и фреатомагматических извержений. В небольшом количестве и в ассоциации с тахилитовым типом сидеромелановая тефра известна в современных отложениях лавовых фонтанов.

В составе миоценовых вулканогенно-осадочных отложений наиболее широко развиты отложения мелких временных водотоков и наземных конусов выноса. С тонкозернистыми, тонкогоризонтальнослоистыми отложениями конусов выноса ассоциируют накопления углистого вещества и лигнитов. Здесь же встречаются пресноводные диатомиты. С образованием крупных озерных котловин связано формирование подушечных лав и брекчий, мощных скоплений пузырчатой и вспененной сидеромелановой гиалокластики.

Изучение состава и особенностей распространения вулканокластических пород дает дополнительный материал для познания некоторых особенностей накопления базальтовых толщ, позволяет более точно выявить соотношения извержений разного состава и интенсивности. Эти данные необходимы для выявления пространственного расположения центральных аппаратов в толще платобазальтов. Наконец, на основе изучения вулканокластики и вулканогенноосадочных отложений можно существенно уточнить особенности палеогеографической обстановки времени накопления миоценовых толщ базальтов.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ ТЕФРЫ

БАЗАЛЬТОВАЯ ТЕФРА

Главными компонентами миоценовой толщи платобазальтов являются толеиты, оливиновые и плагиопорфировые базальты. В толщах лав платобазальтов залегают только единичные и маломощные линзы вулканокластогенных отложений и очень часто встречаются маломощные (несколько десятков сантиметров) и протяженные горизонты обожженной и окисленной базальтовой тефры красного цвета. Это так называемые "красные слои" или "красные горизонты" (redbeds). В пределах центральных вулканов, захороненных в лавовой толще, заметную роль играют риолиты, андезиты и соответствующий им комплекс пирокластики, прослеживающийся в виде отдельных горизонтов во вмещающей толще платобазальтов на большое расстояние.

Базальтовые вулканокластиты, образовавшиеся синхронно накоплению лав, являлись основным источником рыхлого материала на протяжении всего времени формирования мощной толщи миоценовых платобазальтов Исландии. Появление заметного количества вулканотерригенного материала, образовавшегося за счет разрушения лав, характерно только для нижнеплиоценовых платобазальтов и более поздних отложений.

При наземных извержениях базальтов вулканокластогенный материал образуется в результате фреатомагматических и фреатических извержений и лавового фонтанирования. Условия образования и распространения, характерные черты строения и состава тефры субаэральных извержений рассмотрены в ряде работ (см., например: [Гептнер, 1980; Saemundsson, 1978]). Здесь следует отметить, что основная масса извергнутой вулканокластики залегает в теле вулканического конуса центральных извержений, а при трещинном извержении слагает серию небольших шлаковых конусов.

В толще нижне-среднемиоценовых платобазальтов на Северо-Западном полуострове в ряде мест установлены отложения, слагающие небольшие вулканические конусы и отходящие от них шлейфы тефры (рис. 9). В известном



Рис. 9. Схематизированный разрез лавовой толщи между реками Селья и Тверау (Вадальсдалур) Северо-Западного полуострова Исландии

1, 2 — лавовые потоки мощностью: 1 - 5 - 8 м, 2 - 2 - 3 м; 3 — тефрогенно-осадочные отложения, горизонтальнослонстые с прослоями кислых пеплов; 4 — субазральная грубозеринстая тефра (шлаки) с маломощными линзами лав; 5 — подушечные лавы и десквамационные гналокластиты; 6 — маломощные линзы тефрогенно-осадочных отложений

разрезе брьяунслайкурского горизонта [Стратиграфия..., 1978] по р. Селья хорошо виден погребенный шлаковый конус. В верховьях реки обнажается склон шлакового конуса, залегающий на осадочных отложениях и перекрывающийся лавами, в составе которых наряду с наземными установлены потоки, изливавшиеся в воду и имеющие подушечную отдельность. Шлейф грубой тефры по простиранию лавовой толщи прослежен более чем на 1,2 км.

В составе тефры шлакового конуса и отходящего от него шлейфа преобладает сильнопористый тахилитовый материал, состоящий из полностью раскристаллизованной тонкозернистой породы. По составу выделяются два типа обломков. Один представлен непрозрачной черной основной массой рудных минералов и редкими удлиненными, хаотически распределенными микролитами плагиоклазов, другой — тонкозернистым агрегатом мельчайших кристаллов плагиоклазов и пироксенов, в котором неравномерно распределены удлиненные кристаллики плагиоклазов. Во втором типе изредка встречаются обломки с интерстиционным стеклом коричневого цвета с высоким показателем преломления.

В серии шлифов, изготовленных из отложений субаэрального тефрового конуса, встречено несколько обломков, целиком состоящих из светло-коричневого полупрозрачного стеклообразного вещества. Эти обломки тоже пористые и содержат в большом количестве микролиты плагиоклазов и пироксенов. Петрографически они напоминают сидеромелановую кластику, но, видимо, очень существенно от нее отличаются. При увеличении в 240 раз на поверхности среза однородной стекловатой массы выявляется тонкозернистое строение, а на некоторых участках — слабое микроагрегатное двупреломление. Скорее всего, это вещество состоит из ультрамикроскопических кристаллов, состав которых оптическими исследованиями установить невозможно. О кристаллическом строении стеклообразных обломков тефры говорит также и тот факт, что они совершенно не изменены, хотя в газовых полостях и межзерновом пространстве толщи шлаков, так же как в подстилающих и перекрывающих вулканогенных и осадочных породах, развит комплекс вторичных тминералов, основную роль среди которых играют смектиты и цеолиты. Сидеромелановые стекла быстро разрушаются, а в аналогичных условиях обычно частично или полностью замещаются палагонитом или смектитами.

В тефре лавового фонтанирования значительную роль нередко играет сидеромелановое стекло. Однако основная масса его концентрируется в тонкозернистой части эксплозивного материала, а крупнообломочный включает большое количество литокластики. Это означает, что по мере удаления от центра извержения тефра в результате эоловой дифференциации будет обогащаться сидеромелановой кластикой. Правда, в некоторых случаях тефра целиком состоит из литокластики или же ее количество, наоборот, резко возрастает с уменьшением размера эксплозивного материала. Это надо учитывать при оценке расстояния до возможного источника поступления тефры.

Материал тефровых отложений конуса и шлейфа не сортирован, обломки неправильной, комковатой формы. Отдельные маломощные крутопадающие линзы лавы, маркирующие склон вулканического конуса, состоят из сильно-пористых афанитовых базальтов. Важно подчеркнуть, что и в других местонахождениях, где удалось наблюдать достаточно мощные скопления субаэральной базальтовой тефры, она подстилается осадочными отложениями. Чаще это аллювиальные, дельтовые или болотные отложения, нередко угленосные. Подобное соотношение осадочных и вулканогенных образований свидетельствует о накоплении наземной тефры на пониженных участках вулканического рельефа. Шлаковые конусы современных трещинных извержений тоже часто располагаются вдоль борта грабена или внутри его. Приуроченность основной зоны накопления вулканокластогенного материала наземных извержений к вулканотектоническим депрессиям предопределяет их локализацию внутри этих структур и создает благоприятные условия для быстрого захоронения при последующем излиянии лав. Запечатанная лавовыми потоками тефра хорошо сохраняется от последующего размыва. В том случае, если рыхлые отложения располагаются на повышенных местах рельефа, они достаточно легко разрушаются и переотлагаются водными потоками и ветром. Такие условия чаще возникают на склонах крупных вулканических построек и по их периферии.

Выше уже указывалось, что лавовые толщи включают многочисленные маломощные горизонты рыхлых отложений, выделяющиеся на сером фоне лав ярко-красной (кирпичной, морковной, красно-коричневой и т.п.)окраской. В литературе существует представление, что эти отложения являются почвенными образованиями, по климатическим условиям сходными с латеритами, образовавшимися на переотложенных ветром пеплах [Saemundsson, 1978; Roaldset, 1983]. Однако проведенное нами исследование не подтверждает такой точки зрения. Межбазальтовые отложения красного цвета не имеют ничего общего с почвами ни по составу, ни по строению. Даже в самых мощных горизонтах, имеющих мощность 1—1,5 м, отсутствуют малейшие признаки вертикальной зональности, связанной с изменением этих отложений почвенными процессами.

По генезису исходного материала "красные горизонты" платобазальтов разделяются на две группы — эксплозивные и вулканотерригенные отложения. В миоценовых платобазальтах наиболее широко распространены отложения "красных горизонтов", состоящие в основном из непереотложенной или перемещенной на небольшое расстояние базальтовой тефры. Обычно это маломощные линзы и слои с линзовидными раздувами и пережимами мощности. Мощность таких отложений не превышает 1 м, чаще достигая всего только первых десятков сантиметров.

В вулканотерригенных и мощных эксплозивных отложениях, подстилающих пласты лав, зона обжига и окисления иногда достигает 1,5—2 м. Нижняя граница этой зоны неровная, с карманами и причудливыми ответвлениями. Исследование шлифов из эксплозивных и вулканотерригенных отложений позволило установить, что красная окраска появляется только в тех случаях, когда подстилающие лаву отложения содержат сидеромелановую и тахилитовую кластику. Кислая вулканокластика в основании лавовых пластов не изменяется и обычно не окрашена в красный цвет. "Красные горизонты" лавовых толщ повсеместно сложены обожженной и окисленной базальтовой кластикой. Появление красного цвета в ней связано с замещением большей части закисного железа окисным.

Особенно отчетливо эффект внешнего воздействия вышележащей лавы виден. когда породы "красных горизонтов" содержат крупнозернистый сидеромелановый материал. В этом случае центральные части обломков сохраняют первоначальный желто-зеленый или бледно-коричневый цвет сидеромеланового стекла. а окисная зона развита по периферии частиц. Нижняя часть наиболее мощных слоев сидеромелановой тефры или вулканогенно-обломочных отложений, содержаших ее, остается неокисленной и сохраняет стекло неизмененным. Зона интенсивного окрашивания в красный цвет в отложениях, подстилающих базальты, появляется во всех случаях, когда лавы изливались на сухую поверхность, а породы содержали значительное количество реакционноспособного закисного железа, присутствовавшего в составе сидеромелановой или тахилитовой тефры. Красная зона окисленных подбазальтовых пород встречена в аллювиальных, озерных, ледниковых (тиллитах) отложениях. Неоднократно наблюдались латеральные (фациальные) переходы "красных горизонтов" тефры в озерные или аллювиальные отложения. Важно подчеркнуть, что в подошве лавовых потоков, излившихся в озеро или на влажный и мягкий грунт в долине реки, зона окисления отсутствует.

Обжиг и окисление сидеромелановой кластики воспроизведены в лабораторных условиях. Прогрев свежей сухой сидеромелановой кластики современного извержения вулкана Суртсей производился в муфельной печи в течение 6 ч при температуре около 800° С. В результате получен материал, петрографически неотличимый от миоценовой тефры. Как видно из нижеприведенных данных, химические изменения, происшедшие за 6 ч прогрева мелкоалевритовой тефры, свелись в основном к окислению Fe^{2^+} и появлению в стекле большого количества труднорастворимых форм Fe^{3^+} (табл. 4). Очевидно, с этим связана большая устойчивость прогретых и окисленных в естественных условиях сидеромелановых стекол. Как уже отмечалось [Гептнер, Селезнева, 1979], они остаются неизмененными после обжига даже в зоне интенсивного гидротермального воздействия, где все стекла замещаются вторичными минералами. Искусственно полученные окисленные сидеромелановые стекла мало отличаются по содержанию форм железа от сидеромелановой тефры, отобранной из типичных горизонтов красных пород в платобазальтах.

Эксплозивные отложения платобазальтов по составу можно разделить на три группы. Одну составляют витрокластические пеплы, состоящие в основном из обломков сидеромеланового стекла (сидеромелановая тефра). Нередко, помимо стекла, в небольшом количестве (первые проценты) присутствуют крупные кристаллы (вкрапленники) плагиоклазов и пироксенов. Другую группу составляют эксплозивные отложения, состоящие главным образом из литокластических обломков (шлаки, лапилли и более мелкие, обычно пористые обломки)

Характеристика образца	Femn	Fe ²⁺	Fe ³⁺ HCl	Fe ²⁺	
Тефра красного горизонта в плато-	11.93	- -	6.30	0.02	
базальтах	14,71	0,11	3,55	0,15	
	10,97	0,11	3,67	0,02	
	10,47	0,22	6,14	0,09	
Тефра сидеромелановая свежая	8,82	6,50	0,39	0,09	
	8,50	5,21	1,89	0,02	
Сидеромелановая и тахилитовая	9,13	5,02	0,67	0,09	
тефра вулкана Киркьюфедль, 1973 г.					
Сидеромелановая тефра вулкана					
Суртсей, 1964 г.					
свежая	9,13	7,37	_	0,09	
прокаленная	8,68	1,12	0,55	0,09	

Таблица 4 Формы железа природной и окисленной (обоженной) базальтовой тефры

с небольшим количеством стекла в мезостазисе (тахилитовая тефра). Характерным компонентом этих отложений, правда не часто встречающимся, являются лапилли, состоящие из ядра и оболочки, часто разной степени раскристаллизации или пузырчатости. Смесь витро- и литокластики слагает третью группу тефровых отложений.

В составе "красных горизонтов" платобазальтов встречаются отложения всех трех групп. Наиболее часто отложения "красных горизонтов" сложены тонкоалевритовым и пелитовым витрокластическим материалом. При увеличении крупности обломков в их составе часто появляется литокластический тефровый материал.

Большая часть отложений "красных горизонтов" сложена однородными неслоистыми породами. Состав и строение этих отложений, малая мощность и часто линзовидный характер залегания показывают, что они наиболее вероятно представляют собой отложения пеплопадов, аккумулировавшиеся в разнообразных западинах и неровностях лавового рельефа.

Отложения базальтовой тефры, слагающие "красные горизонты", детально исследовались в мноценовых платобазальтах Восточной, Северной и Западной Исландии. Везде состав и строение этих отложений остаются одинаковыми. По разрезу лавовых толщ они распространены неравномерно. Горизонты базальтовой тефры являются обычным компонентом в пачках мощных лавовых покровов. Суммарная мощность тефры в таких частях лавового разреза может достигать 2% при средней мощности горизонтов тефры 20—30 см. Каждый горизонт представляет собой серию сильно вытянутых линз, мощность отдельных раздувов в которых достигает иногда 50 см и более.

Характерны общая большая протяженность "красных горизонтов" и в основном тонкозернистый состав слагающей их тефры. Однако не всегда между мощными потоками залегают горизонты или линзы тефры. Пачки толеитовых базальтов, сложенные маломощными (5 м и менее) пластами, обычно не содержат вулканокластогенного материала. Установлено [Walker, 1963 etc.], что формирование таких пачек маломощных лавовых потоков происходило на флангах крупных вулканических построек центрального типа, где извержения носили трещинный характер. По аналогии с современной обста-

	Π.		% от Fe _{peas}	
Fe _{pear} , % от Fe _{вал}	ГС _{тр.раст}	Fe ²⁺ HCi	Fe ³⁺	Fe ²⁺ Fe ²⁺
52,98	5,61		11,89	0,04
25,90	10,90	0,42	13,71	0,58
34,64	7,17	0,32	10, 59	0,06
61,60	4,02	0,36	9,97	0,15
79,14	1,84	8,21	0,49	0,11
83,77	1,38	6,22	2,26	0,02
63,31	3,35	7,93	1,06	0,14
o1 71	1.67	0.03		0.11
81,/1	1,0/	9,02	-	0,11
20,28	6,92	5,52	2,71	0,44

новкой извержений их можно сопоставлять с маломощными лавовыми потоками, накапливающимися в пределах вулканического массива Крабла (Северная Исландия) в результате часто повторяющихся современных трещинных излияний. Здесь на поверхности маломощных лавовых потоков отсутствуют накопления тефры. Тефра лавового фонтанирования в основном концентрируется в шаковых конусах у центров извержения, а за пределами лавового поля, на расстоянии около 1 км от конусов, на поверхности земли были обнаружены лишь отдельные лапилли.

Тип лавового разреза, состоящий из чередования мощных потоков и горизонтов базальтовой тефры, среди современных образований неизвестен.

Наличие даже маломощных горизонтов базальтовой тефры в отдельных частях разреза платобазальтов свидетельствует о существовании перерывов между накоплением отдельных лавовых потоков. Особенно определенно это устанавливается в случае "разветвления" горизонта тефры у края лавового потока.

На территории Восточной Исландии в разрезе мощностью около 2200 м, подстилающем отложения центрального вулкана Брейддалур, установлено 97 горизонтов базальтовой тефры, и это наверняка не максимальное их количество. Общая мощность тефры в этой части разреза не более 1% всей мощности разреза. В толще толеитовых лав, образовавшихся на флангах этого вулкана, базальтовая тефра не встречена, а в разрезе платобазальтов, перекрывающих вулканическую постройку, помимо маломощных горизонтов, располагаются линзы базальтовой тефры мощностью до 4 м. В верхней части они обожжены и имеют вид типичного для толщи платобазальтов "красного горизонта". По простиранию мощность линзы быстро сокращается и отложения тефры прослеживаются между лавовыми потоками в виде маломощного горизонта пород красного цвета.

Мощность базальтовой тефры, переслаивающейся с лавами, не остается постоянной. Для Восточной Исландии установлено, что она увеличивается при движении по разрезу стратиграфически вверх. Вместе с тем следует заметить, что на отдельных интервалах разреза, включающих вулканогенно-осадочные отложения, мощность горизонтов базальтовой тефры резко возрастает и встречаются они здесь чаще. Аналогичное явление наблюдается в разрезе платобазальтов Северной Исландии.

Условия образования и источник тефры, слагающей рассматриваемые отложения, могут быть установлены, исходя из состава вулканокластики и характера распределения ее по разрезу. Уже упоминалось предположение о том, что "красные горизонты" базальтовых разрезов сложены перевеянной ветром тефрой. Действительно, в редких случаях в мелкозернистых отложениях удается установить наличие своеобразной комковатой структуры из агрегированных, слипшихся мелкоалевритовых частиц. Аналогичная структура часто встречается в современных золовых отложениях Исландии. Они образуются здесь сейчас и формировались с момента отступания последнего ледникового покрова при переотложении ветром рыхлой сидеромелановой гиалокластики подледных извержений. Накопление золовых отложений происходило на расстоянии многих десятков километров от источника перевеваемого материала. Важно отметить, что в большом количестве ветром переносился только материал тонкоалевритовой размерности. Одновременно с золовым переотложением в современной климатической обстановке Исландии происходит химическое изменение сидеромелановой гиалокластики. Сидеромелановое стекло в поверхностных условиях быстро замещается палагонитом. Современные эоловые отложения, образовавшиеся за счет переотложения исходно свежей сидеромелановой кластики, в тонкой алевритовой фракции состоят в основном из мельчайших частиц палагонита. Здесь же много округлых, яйцевидных комочков, образовавшихся из слипшихся и сцементированных гидроокислами железа частиц палагонита. Большая часть плейстоценового золового материала тоже состоит из палагонитизированного в процессе переотложения сидеромеланового стекла.

Основная часть тефры "красных горизонтов" имеет вид непереотложенного материала. Характерно отсутствие слоистости, хотя в ряде разрезов было зафиксировано полосчатое расположение окраски. Микроскопическими исследованиями выяснено, что это явление связано с изменениями по разрезу гранулометрии и структурных особенностей вулканокластики. Во время накопления миоценовых отложений в отличие от современного золового материала обжигу и окислению подвергалась совершенно свежая, без малейших следов палагонитизации сидеромелановая кластика. Отсутствие замещения сидеромеланового стекла палагонитом, вероятно, было вызвано очень низкой влажностью рыхлых отложений, залегавших на хорошо дренированной поверхности лавовой равнины. Свежий облик подвергшегося обжигу стекла и площадное распространение отложений "красных горизонтов" свидетельствуют о поступлении тефры одновременно из многих вулканических центров при очень незначительном последующем переотложении ее ветром на сухой поверхности лавового плато.

Максимальная интенсивность поступления материала во время пеплопадов может быть примерно оценена, исходя из мощности слоев тефры и скорости накопления лав. Если принять скорость накопления лав в районах, удаленных от центральных вулканов на 20—30 км, за 1 млн лет минимально равной 1 км, а максимально 4 км [Saemundsson et al., 1980], то перерывы между отложением лав будут составлять соответственно 2500—5000 лет при средней мощности лавовых пластов 5 и 10 м соответственно. Считая, что средняя мощность "красных горизонтов" базальтовой тефры равна 50 см в районах, удаленных на такое же расстояние от центров извержений, при равномерном выпадении из воздуха каждый год должен был бы откладываться слой не менее 0,01—0,02 см. Хорошо известно, что накопление эксплозивного материала имеет резко выраженный прерывистый характер по условиям образования и распространения. Тем не менее такая скорость накопления тонкозернистой базальтовой тефры в осредненном виде вполне сопоставима с данными о массе пирокластики, поступавшей при извержении за современный и исторический этапы.

Во время крупнейшего трещинного извержения Лакагигар в 1783 г. образовался только маломощный слой базальтовой тефры. В нескольких километрах от вулкана мощность выпавшей тефры не превышает 3 см и быстро убывает до 1,5—0,5 см на расстоянии 20 км от кратерного ядра [Thorarinsson, 1967а]. Следовательно, для образования "красных горизонтов" тефры необходимо допустить достаточно длительные перерывы накопления лав и многократное поступление материала из воздуха.

В некоторых разрезах "красных горизонтов" удалось выделить слон, не имеющие четкой границы раздела, но различающиеся по гранулометрии слагающих обломков. Внутри каждого слоя или всего горизонта материал не сортирован и не обработан. Крупнопесчаные обломки хаотически размещены в тонкозернистом алевритовом матриксе. В некоторых образцах хорошо видно, что отложения обладают большой первичной пористостью.

Подавляющее большинство "красных горизонтов" базальтовой тефры состоит из обломков сидеромеланового стекла. Содержание тахилитовой кластики в них составляет не более 10%, а чаще это первые проценты. В тех случаях, когда содержание тахилитовой составляющей резко возрастает, это интерпретируется как указание на близкое расположение к источнику извержения.

В некоторых достаточно мощных горизонтах состав тефры по разрезу не остается постоянным. К северо-западу от г. Судурейри (Северо-Западный полуостров) в лавовой толще обнаружены два горизонта, состоящие в большей нижней части целиком или в преобладающем количестве из сидеромелановой кластики, тогда как верхняя содержит значительную примесь тахилитовой тефры. Такое строение горизонтов тефры, зажатых в толще лавовых потоков, свидетельствует о дифференцированном поступлении вулканокластического материала разного состава. Сходство гранулометрии и несортированность всего разреза тефры свидетельствуют об отсутствии переотложения рыхлого материала. Вероятно, нижняя часть, сложенная в основном сидеромелановой кластикой, соответствует начальным, особенно интенсивным фазам лавового фонтанирования при извержении жидкой и горячей лавы. Появление большого количества тахилитовой кластики может быть связано с понижением температуры извергающегося расплава.

Интересные данные получены при сопоставлении петрографического состава лав и тефры, пространственно тесно связанных в разрезе. На Северо-Западном полуострове, в районе Ватнсфьордур, изучен разрез платобазальтов брьяунслайкурского горизонта, состоящий в основном из монотонно наслоенных пластов толеитовых лав и отдельных покровов или пачек, включающих несколько покровов плагиофировых базальтов. Изучение состава тефры, заключенной в лавовой толще, позволило установить, что в горизонтах, примыкающих в разрезе к пластам плагиофировых базальтов, тефра содержит большое количество плагиоклазовой кристаллокластики. Размер кристаллов вполне соответствует размеру плагиоклазовых фенокристов в лавах. Многие кристаллы имеют рубашку сидеромеланового или тахилитового состава. В горизонтах тефры, переслаивающихся с афанитовыми толеитовыми базальтами, кристаллокласты не встречены. Тефра состоит из сидеромеланового стекла, реже с примесью тахилитовой кластики.

Такое соответствие петрографического состава лав и тефры свидетельствует о происхождении их в близком интервале времени, практически одновременно и из одного и того же вулканического аппарата. В ряде случаев удалось установить, что тефра с большим количеством плагиоклазовой кристаллокластики подстилает непосредственно пласт или серию пластов плагиофировых базальтов. Это также может рассматриваться как убедительное свидетельство одновременного образования лав и тефры. Согласно данным С. Тораринссона [Thorarinsson, 1959], главная масса тефры продуцируется на первом этапе трещинного извержения. Образовавшийся рыхлый материал перекрывается затем лавой, предохраняющей его от разрушения и переотложения. По аналогии с современной обстановкой можно говорить об отсутствии или совершенно незначительном переотложении ветром рыхлой тефры "красных горизонтов", выпадавшей на поверхность лавовых равнин в районах формирования миоценовых платобазальтов.

Во многих горизонтах базальтовой тефры Северо-Западного полуострова были найдены отпечатки травянистых растений, а в линзах вулканотерригенных отложений, часто в этих же стратиграфических интервалах разреза, собраны многочисленные отпечатки древесных растений и известны накопления углистых песчаников, алевролитов и лигниты [Стратиграфия..., 1978]. Вероятно, существовавший травянистый покров, погребенный свежими порциями выпавшей из воздуха тефры, возобновлялся достаточно быстро и препятствовал перевеванию рыхлого материала. В тех случаях, когда имеются следы переотложения тефры ветром, можно считать, что она длительное время оставалась не закрепленной растительным покровом. Интересно подчеркнуть, что горизонты тефры со следами золового переотложения чаще встречаются в разрезах платобазальтов Восточной Исландии.

Известны три типа взаимоотношения базальтов и кислой пирокластики в толщах платобазальтов: 1) переслаивание кислого и базальтового материала без смешивания; 2) включение различного количества кислой пирокластики в основной массе базальтовой тефры; 3) включение базальтовой тефры в основной массе кислой пирокластики. Все три типа свидетельствуют об одновременном образовании и отложении кислой и базальтовой тефры воздуха.

Исследование грунолометрии тефры разного состава позволяет судить о соотношении на площади вулканических центров кислых и базальтовых эксплозий. Типичным примером соотношения дальноприносного кислого и местного базальтового материала может служить разрез тефры, изученный в обрывах западного берега Эйя-фьорда к северу от г. Дальвик. Здесь в толще мощных лавовых пластов толентовых базальтов залегает линза тонкослоистых и тонкозернистых (алевритовых) кислых пеплов мощностью до 0,7 м. Непосредственно на них лежит слой сидеромелановой тефры мощностью около 0,3 м. В нижней части это крупнопесчаный материал, постепенно сменяющийся вверх мелкозернистым сидеромелановым. В подошве перекрывающего лавового пласта сидеромелановая тефра окрашена в красный цвет (рис. 10, a). В этом же районе Исландии в толще платобазальтов нижнего течения Фньоускау изучен другой слой тефры смешанного состава, состоящий из одновремено отложенного кислого и базальтового материала. В разрезе это — тонкое переслаивание кислой пирокластики песчаной и алевритовой размерности с тонкозернистым базальтовым, тахилитовым материалом (рис. 10,6).

По сравнению с маломощными "красными горизонтами" значительно реже в толще платобазальтов встречаются достаточно мощные накопления базальтовой тефры. Обычно это протяженные линзы, в которых непереотложенная тефра ассоциирует с тефроидами и вулканотерригенными отложениями, сформированными за счет переотложения рыхлого эксплозивного материала тоже базальтового состава. На участках разреза платобазальтов, содержащих линзы вулканокластогенных и вулканотерригенных отложений, часто можно видеть выклинивание отдельных пластов и лавовых пачек. В ряде разрезов было установлено залегание линз рыхлых отложений, в том числе и базальтовой тефры, в депрессиях, сформировавшихся в результате грабенообразных опусканий по разломам с небольшой амплитудой смещения. Во всех случаях линзовидные 44 Рис. 10. Соотношение кислой и базальтовой тефры в платобазальтах Эйьяфьярдара Северной Исландии

Разрезы: a — к северу от г. Дальвик, б — в нижнем течении р. Фньоускау

I — потоки наземных лав; 2 — кислая тонкозернистая тонкогоризонтальнослоистая тефра; 3, 4 — сидеромелановая тефра: 3 — грубозернистая, 4 — мелкозернистая; 5 — зона обжига и окисления сидеромелановой тефры; 6, 7 — кислая витрокластическая тефра (7 — грубозернистая)

накопления базальтовой тефры замещаются по латерали маломощными "красными горизонтами" (или серией линз), расположенными между двумя лавовыми потоками.

Наиболее мощные скопления базальтовой тефры приурочены к стратиграфическим интервалам, отвечающим времени формирования крупных вулканических центров, запечатанных сейчас в толще платобазальтов. Примером может служить разрез, изученный на побережье Дира-фьорда, в районе фермы Кетилсейри.

Здесь в толще платобазальтов, относящейся к верхам нижнего миоцена [Стратиграфия..., 1978], в горизонтах, соответствующих времени форми-

рования вулкана Аднар-фьорда, располагаются мощные линзы, сложенные в основном базальтовой тефрой, тефроидами и продуктами их переотложения (рис. 11). Исследование рыхлых отложений показало, что основная часть кластического материала представлена обломками сидеромеланового стекла. Только грубозернистые отложения, такие, как грубые пески, галечники и линзы конгломератов, сложены литокластическим материалом, часто сильно пузырчатым. По составу и структуре он вполне соответствует тахилитовой части базальтовой тефры. О близости вулканического массива свидетельствуют выклинивание лавовых пластов и пачек, различный угол наклона отдельных частей лавового разреза и наличие пачек толеитов, сложенных маломощными лавовыми пластами без прослоев тефры. В изученных горизонтах рыхлых отложений, а также в стратиграфически более молодых отложениях присутствует кислая пирокластика.

Исследование разрезов, включающих туфогенные и осадочные образования, показало, что уменьшение мощности и выклинивание рыхлых отложений происходят в общем в направлении к вулканическому массиву Аднар-фьорда, а в противоположном направлении увеличивается мощность пачек лавовых пластов. Полученные данные позволяют предположить, что формирование рыхлых отложений, в составе которых сидеромелановая тефра играет главную роль, происходило недалеко от места извержений. Наиболее вероятно, это была периферическая часть крупного вулканического центра, так как именно здесь, у края лавовых потоков трещинных излияний, чаще возникали лавовые подпруды и благоприятные условия для накопления рыхлого материала. В основном это были небольшие бассейны аккумуляции, возникавшие в зоне сочленения лавовых потоков центральных вулканов и трещинных излияний, подпруживавших депрессии лавового рельефа.

На северо-восточном побережье Дира-фьорда стратиграфически в этой же части разреза платобазальтов располагается линза вулканотерригенных и тефрогенных отложений, залегающих в небольшом грабене (см. рис. 11). Здесь отчетливо видно притыкание рыхлых отложений к вертикальной стенке, образованной несколькими лавовыми потоками. Верхняя часть рыхлых отложений





простирается за пределы переполненного осадками грабена. Среди рыхлых отложений, заполняющих грабен, залегает выклинивающийся лавовый поток.

Серия мощных линз рыхлых отложений, в составе которых базальтовая. в основном сидеромелановая, тефра играет главную роль, располагается в разрезе платобазальтов восточного побережья Кодла-фьорда (см. рис. 11). Здесь и в прилегающих районах условия залегания рыхлых отложений аналогичны отмеченным для Дира-фьорда. Лавовые подпруды и вулканотектонические депрессии являются главным местом накопления рыхлого материала. В толще лав залегает несколько мощных линз (мощности варьируют от 4 до 9 м). в нижней части состоящих из вулканотерригенных отложений, вверх сменяющихся постепенно или по резкой границе отложениями сидеромелановой тефры и тефроидов. Для горизонтов тефры и тефроидов характерны горизонтальная слоистость, наличие в некоторых горизонтах редкого плавающего гравийно-галечного материала. В слое сидеромелановых туфов встречен маломощный горизонт кислой пирокластики, который в пределах обнажения по простиранию разделяется на два самостоятельных горизонта. Такие условия залегания кислой тефры в толще сидеромелановых туфов указывают на линзовидный характер накопления последних. В большинстве наблюдавшихся разрезов однородный гранулометрический состав базальтовой тефры маскирует детали условий напластования отдельных пеплопадов.

Прерывистый характер поступления тефрового материала и условия его отложения выявляются в разрезах переслаивания тефры и тефроидов. Как показано на рис. 11, часто наблюдается чередование непереотложенной и слабо перемытой и сортированной тефры (тефроида). Интересная особенность этих отложений состоит в том, что даже грубозернистая тефра вверх сменяется маломощным слоем тефроида, затем вновь перекрывающегося гранулометрически однородной тефрой.

Наиболее характерной чертой мощных накоплений сидеромелановой тефры является несортированность и однородность гранулометрического состава и слабо проявляющаяся горизонтальная слоистость отложений. Обломки сидеромелановой тефры, плотные и пузырчатые, крупные и мелкие, не имеют следов обработки. Типичны остроугольные очертания обломков, наличие редких крупных обломков, "плавающих" в основной, более мелкозернистой массе.

Базальтовая тефра, заполняющая неровности лавового рельефа и небольшие тектонические депрессии, отлагалась из воздуха и перемещалась затем на поверхности лав временными водотоками. Несортированные, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью тефроиды формировались, вероятно, в зоне субаэральных дельт мелких, временно действовавших водотоков.

Помимо мощных линз сидеромелановой тефры и тефроидов, в разрезе платобазальтов на побережье Кодла-фьорда много хорошо выдержанных "красных

Рис. 11. Взаимоотношение лав, тефрогенных и вулканотерригенных отложений в платобазальтах Северо-Западного полуострова Исландии

а — принципиальная схема взаимоотношения платобазальтов, базальтовых лав центрального вулкана, вулканокластогенных и вулканотерригенных отложений; б — конседиментационное заполнение грабена рыхлыми тефрогенными и вулканотерригенными отложениями; с — условия залегания рыхлых отложений в толще платобазальтов по восточному борту Кодла-фьорда (район фермы Клейфстадир); с — деталь строения линзы тефрогенных отложений в платобазальтах Северо-Западного полуострова

^{1 —} лавы платобазальтов; 2 — лавовый комплекс центрального вулкана; 3, 4 — рыхлые вулканотерригенные и вулканокластогенные отложения: 3 — грубозернистые тефрогенные лесчаники, 4 — более тонкозернистые разности; 5 — неслоистые несортированные отложения сидеромеланового и тахилитового состава; 6 — грубозернистые шлаки с песчаным (сидеромелановым) заполнителем; 7, 8 — сидеромелановые туфы (8 — тонкозернистые неслоистые); 9 — грубозернистая сидеромелановая тефра; 10 — грубозернистый сидеромелановый тефроид с горизонтальной слоистостью; 11 — тефрогенные песчаники с линзами гравия; 12 — зона обжига лавовыми потоками



Рис. 12. Принципиальная схема взаимоотношения отложений центрального вулкана и платобазальтов трещинных извержений вулкана Брейддалур Восточной Исландии

1 — толщи лавовых потоков разной мощности с горизонтами обожженной и окисленной тефры ("красные горизонты"); 2 — центральная пропиллитизированная часть постройки вулкана, состоящая из базальтов, андезитов и кислых лав и туфов; 3 — толщи маломощных потоков трещинных извержений на флангах центрального вулкана; 4 — кальдерные отложения: подушечные базальтовые лавы, брекчии, сидеромелановые туфы, риолитовые лавы и туфы

горизонтов" базальтовой тефры; здесь она состоит из сидеромелановой и тахилитовой кластики; последняя гранулометрически значительно более крупная, чем основная масса сидеромелановой кластики. Это является определенным указанием на то, что существовало несколько источников поступления базальтовой тефры. Маломощные горизонты, переслаивающиеся с лавами, формировались здесь за счет поступления тефры из ближе расположенных центров извержения. Судя по тому, что в этих отложениях часто встречаются скопления лапиллиевого сидеромеланового и тахилитового материала, центры извержений располагались не дальше первых километров. Извержения, которые давали большое количество сидеромелановой кластики, происходили значительно дальше, за пределами изученного района. Ветром и временными водотоками сюда доносилась только тонкозернистая фракция этой тефры. Наиболее вероятным местом извержений, давших такое большое количество сидеромеланового материала, мог быть крупный вулканический комплекс, залегающий в толще платобазальтов непосредственно к северу. Исходя из региональных условий залегания, изученная часть разреза может соответствовать заключительным этапам вулканической деятельности в этом комплексе.

Прямая связь отложений сидеромелановой тефры с крупным вулканическим комплексом центрального типа устанавливается довольно определенно на востоке Исландии, в районе вулкана Брейддалур (рис. 12). В вершинной части этой вулканической постройки залегает толща, включающая отложения подводных извержений базальтов. Это подушечные лавы и брекчии, сидеромелановые туфы. Общая мощность субаквальных вулканитов достигает 15 м. Предполагается [Walker, 1963], что извержения происходили в кальдерном озере. В кальдерных отложениях вулкана Брейддалур базальтовые лавы и гиалокластиты ассоциируют с риолитовыми лавами, брекчиями и тефрой. Образование таких крупных кальдерных проседаний отмечено для ряда других ископаемых и современных вулканических аппаратов Исландии. Кальдерное озеро вулкана Аскья возникло буквально на глазах человека после мощного извержения кислой тефры в 1875 г. [Van Bemmelen, Rutten, 1955].

В платобазальтах, запечатывающих вулкан Брейддалур, на стратиграфическом уровне, отвечающем времени формирования вершинных, кратерных отложений, встречены грубозернистые сидеромелановые туфы, залегающие на тонкозернистых вулканотерригенных отложениях (рис. 13). Вулканотерригенные отложения содержат несколько маломощных слоев (не более 5 см) кислого



Рис. 13. Вулканотерригенные и тефрогенные отложения лавовой толщи, перекрывающей центральный вулкан Брейддалур

1 — наземные лавовые потоки разной мощности; 2 — тонкозернистые вулканотерригенные отложения; 3 — маломощные горизонты кислой тефры; 4 — сидеромелановая тефра; 5 — тефра "красных горизонтов"; 6 — зона обжига (показана только для мощного слоя сидеромелановой тефры)

пепла. Рыхлые отложения заполняют небольшую ложбину на поверхности лавового потока. По простиранию вулканотерригенные отложения выклиниваются, а сидеромелановые туфы переходят в "красный горизонт" обожженной сидеромелановой кластики максимальной мощностью до 1 м, протягивающийся между лавами на большое расстояние.

Имеется достаточно оснований считать, что и в других районах распространения мноценовых платобазальтов в Исландии наиболее мощные отложения сидеромелановой кластики связаны с субаквальными извержениями в кальдерах или вулканотектонических депрессиях другого происхождения. Конечно, часть сидеромелановой тефры "красных горизонтов" может быть того же происхождения, особенно в разрезах, располагающихся близко от районов подводных извержений.

Таким образом, анализ условий залегания, особенностей состава и характера распространения в лавовых толщах базальтовой тефры позволяет считать, что ее формирование происходило в результате извержений двух основных типов — субаэральных трещинных и подводных в кальдерах или иного типа вулканотектонических депрессиях. Тефра "красных горизонтов" платобазальтов образовалась в основном в результате лавового фонтанирования при трещинных извержениях одновременно с образованием лавовых покровов.

Отсутствие тефры в некоторых частях разреза платобазальтов может быть связано с очень большой скоростью накопления лавовых пластов и со значительным расстоянием до центров извержений. Судя по малой мощности и алевритовому составу тефры, для большей части изученных "красных горизонтов" центры извержений располагались не далее 20—30 км. Лишь самые маломощные и тонкозернистые накопления тефры между лавовыми покровами могли формироваться за счет поступления золового материала от вулканов, располагавшихся на расстоянии в несколько десятков километров. Отсутствие или неясно выраженная слоистость в отложениях тефры свидетельствуют о быстром, "лавинном" накоплении материала, которое при извержении базальтов могло происходить только относительно недалеко от вулканических центров.

В целом в разрезе платобазальтов базальтовая тефра играет незначительную роль. Только в отдельных частях разреза ее общая мощность достигает 2% общей мощности включающих лав. Из этих расчетов исключены рыхлые вулканиты кальдер и депрессий. Обычно содержание тефры значительно ниже, не более 1%. Среднее значение содержания базальтовой тефры, рассчитанное для толщи миоценовых платобазальтов Восточной Исландии, не превышает 0,3%. Эти данные следует иметь в виду при изучении синхронных осадочных отложений в прилегающих к острову бассейнах. Даже из общих оценок содержания и распространения базальтовой тефры в разрезе платобазальтов Исландии следует, что за пределами острова вряд ли могут быть встречены значительные скопления базальтовой кластики, выпавшей из воздуха.

КИСЛАЯ ТЕФРА

Многочисленными исследованиями показано, что образование кислых лав и эксплозивных продуктов связано с извержениями центральных вулканов [Walker, 1966; Saemundsson, 1978 etc.]. Кислая вулканокластика распространена в разрезе платобазальтов не так широко, как базальтовая. Кислые продукты эксплозий известны только на определенных стратиграфических уровнях и являются хорошими маркирующими уровнями.

Кислая тефра — очень частый компонент тонкозернистых отложений, накапливавшихся за пределами крупных вулканических построек. Это обычно маломощные слои и линзы мощностью от 1—2 см до первых десятков сантиметров, сложенные песчаной и алевритовой витрокластической тефрой. Характерно присутствие вспененных, пемзовидных обломков или рогульчатых осколков стекла. Около вулканических центров, извергавших кислый материал, мощности кислой тефры возрастают. Так, на востоке Исландии известны мощные (до 30 м), хорошо прослеживающиеся слои грубозернистой тефры андезитового и риолитового состава. Известны здесь и игнимбриты. По составу, строению и условиям залегания горизонты грубообломочной кислой тефры напоминают отложения пирокластических потоков. Некоторые горизонты кислой тефры и игнимбритов прослежены на расстояние во многие десятки километров.

С. Тораринссон [Thorarinsson, 1967с, 1979 etc.] детально изучил распространение кислой тефры ряда новейших извержений вулкана Гекла. Полученные им результаты свидетельствуют о распространении кислых пеплов вулкана Гекла по всей территории острова и заставляют с большой осторожностью подходить к определению местоположения миоценовых центров извержения тонкозернистых пеплов. Анализируя данные о распространении современных кислых пеплов, нетрудно прийти к выводу, что тонкозернистые дацит-риолитовые витрокластические пеплы в миоценовых платобазальтах Западной Исландии могли быть отложены во время извержений, имевших место на востоке или севере Исландии, и наоборот.

Существует представление, что кислые извержения в Исландии происходили на протяжении всего миоцена почти непрерывно [Walker, 1966]. Однако изучение состава тефры платобазальтов в различных районах Исландии показало, что, за редким исключением, она не содержит кислого материала. Широкое распределение на площади тонкозернистого кислого пепла и вместе с тем распределение его только на некоторых стратиграфических уровнях платобазальтов позволяют считать, что основные, наиболее мощные извержения кислого материала на территории Исландии происходили дискретно, только на отдельных этапах накопления миоценовых толщ.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНОТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вулканотерригенные отложения в толще платобазальтов образуют линзы различной мощности и протяженности. Обычно это маломощные (первые метры) отложения, выклинивающиеся на протяжении нескольких десятков, реже сотен метров. Очень часто по простиранию маломощные вулканотерригенные отложения переходят в так называемые отложения "красных горизонтов", сложенные разнообразной базальтовой тефрой. Важно подчеркнуть, что в тех случаях, когда вулканотерригенные отложения содержат большое количество обломков сидеромеланового стекла, тефра "красных горизонтов" тоже в основном состоит из сидеромеланового стекла. Это определенно указывает на единство источника сидеромелановой кластики как для относительно мощных линз вулканотерригенных отложений, так и для части маломощных горизонтов тефры, располагающейся между базальтовыми потоками. Часто вулканотерригенные отложения залегают в понижениях древнего рельефа, напоминающих грабены, и тогда можно видеть, как слоистые породы притыкаются к отвесным уступам в лавах. Мощности отложений, заполняющих грабены, чаще составляют первые метры, реже достигают нескольких десятков метров.

На значительном удалении от вулканических построек центрального типа главную роль в строении вулканотерригенных отложений играют песчаноалевритовые породы, иногда с большим количеством кластического материала пелитовой размерности. При приближении к постройкам центральных вулканов в составе вулканотерригенных отложений появляется грубообломочный, песчаный, гравийный и галечно-валунный материал, залегающий линзами или неравномерно распределенный в более тонкозернистых песчано-алевритовых породах.

Для вулканотерригенных отложений характерны горизонтальный и линзовидно-горизонтальный типы слоистости. Последний наблюдается особенно часто при наличии крупно- и грубозернистого материала, располагающегося в тонкозернистых породах линзами.

Во время накопления миоценовых платобазальтов кластический материал формировался главным образом за счет разрушения и переотложения свежей, несцементированной тефры (синхронно-переотложенный материал). Это определило специфику минералого-петрографического состава и преимущественно мелкозернистый тип образовавшихся пород.

По гранулометрическому составу обломочный материал разделяется на: глыбы — остроугольные, необработанные обломки (более 10 см, а часто до 0,5—1,5 м и более в поперечнике), валунные и галечные конгломераты и брекчии — неокатанный материал (10 см — 10 мм), гравелиты — дресвяники (от 10 до 1 мм), песчаники (1—0,1 мм), алевролиты (0,1—0,01 мм) и пелиты (менее 0,01 мм).

Глыбовые, валунные и галечные накопления в миоценовых платобазальтах имеют локальное распространение. Линзовидное скопление глыбовых отложений изучено в разрезе платобазальтов, прилегающих к погребенному вулкану Аднар-фьорда. Глыбовый материал разнообразен по составу, но в целом точно соответствует местным породам склона и прилегающего района. В большинстве исследованных случаев валуны и галька тоже состоят из местных пород. Преобладание в составе последних базальтов определило однообразный состав грубообломочного материала.

Гравелиты играют большую роль в строении вулканотерригенных отложений миоценовых платобазальтов. Широкое распространение их средне-мелкозернистой размерности связано в основном с образованием из переотложенной тефры, а не из лав. Крупнозернистые гравелиты только частично состоят из продуктов разрушения лав. Значительная часть их тоже представлена переотложенной тефрой. По сравнению с конгломератами вещественный состав гравелитов характеризуется большим разнообразием и присутствием разных породообразующих компонентов — обломков базальтовых лав, шлаков, состоящих из сильно вспененных тонкокристаллических базальтов, реже встречаются пемзовидные обломки базальтового (сидеромеланового) стекла.

Песчаники и пески встречаются повсеместно и вместе с алевритовым материалом играют главную роль в строении вулканотерригенных отложений. Широко распространены все гранулометрические разности, но особенно большую роль играют средне- и мелкозернистые породы. Они слагают слои и играют роль заполнителя в грубозернистых валунно-галечных конгломератах.

В миоценовых, как и в более молодых, толщах цемент вулканотерригенных отложений состоит из низкотемпературного комплекса гидротермальных минералов (смектиты, цеолиты, кальциты, опал, халцедон). В этих отложениях цемент по составу полностью соответствует комплексу новообразованных гидротермальных минералов в подстилающих и перекрывающих толщах базальтоидов (в лавах, гиалокластитах, тефре). Следует подчеркнуть, что эти отложения подвергались интенсивной гидротермальной переработке в результате циркуляции нагретых пластовых подземных вод. Линзы и пласты первичнорыхлых вулканотерригенных отложений, служивших водоносными горизонтами. в первую очередь и наиболее интенсивно изменялись. Сейчас в песчаниках первичный состав породообразующих кластических компонентов восстанавливается по реликтам обломков, оставшихся свежими, и по составу и характеру замещения кластики вторичными минералами. Даже в полностью измененных породах сравнительный анализ позволяет уверенно диагностировать основные петрогенные компоненты песчаников и алевролитов: сидеромелановое стекло, тахилитовую кластику, обломки раскристаллизованных базальтов, кристаллокластику. Поэтому в дальнейшем при описании песчаников и более мелкозернистых терригенных и вулканокластогенных пород наложенное гидротермальное изменение не рассматривается и указывается первичный состав кластики.

Миоценовые песчаники в основном состоят из переотложенной базальтовой тефры, и очень большую роль в ее составе играет сидеромелановая кластика, образовавшаяся при подводных извержениях. Тахилитовая кластика, возникшая при наземных эксплозиях и лавовом фонтанировании базальтовых расплавов, играет подчиненную роль. Обломки раскристаллизованных базальтов, образовавшиеся при разрушении лав, встречаются еще реже. Некоторые горизонты песчаников содержат до 1% кристаллокластики. В ее составе основную роль играют плагиоклазы, значительно меньше пироксенов, оливины встречаются редко. В тонкозернистых фракциях в составе кристаллокластики иногда присутствует заметное количество рудных минералов. Во многих исследованных образцах установлено, что кристаллокластика в песчаниках тоже образовалась за счет переотложения тефры, так как кристаллы часто несут остатки рубашки вулканического стекла.

В составе песчаной фракции вулканотерригенных отложений платобазальтов иногда заметную роль играют овальные и округлые обломки тонкозернистых алевропелитовых пород. На срезе, в шлифах, в них можно видеть слоистую микротекстуру. Обычно песчаный материал подобного состава рассеян в пелитовом матриксе, по составу заметно отличающемся от грубозернистых включений.

Алевролиты — характерный и очень часто встречающийся компонент вулканотерригенных отложений платобазальтов. Они, как правило, хорошо горизонтальнослоисты, хотя для маломощных золовых отложений, запечатанных среди лавовых пластов, слоистость не характерна или проявляется слабо.

Вещественный состав алевролитов характеризуется наличием большого количества обломков сидеромеланового стекла, в этих породах кристаллокластики значительно меньше, чем в песчаниках. Обломки пород присутствуют в незначительном количестве, преобладают тонкозернистые их разности, представляющие собой в основном продукты разрушения тахилитовой тефры. Характерно присутствие растительного обугленного детрита, панцирей диатомовых водорослей, линз и слойков диатомитов. Обломочный материал угловатый, часто наблюдается микрослоистость и микроритмичная сортировка материала.

В толще миоценовых платобазальтов в горизонтах, соответствующих времени активной деятельности крупных вулканических аппаратов центрального типа. часто встречаются диамиктиты. Это несортированные породы, состоящие из валунов (глыб), гальки (щебня), гравия (дресвы), неравномерно распределенных в песчано-алевритовой, алевритовой и алевропелитовой основной массе. Диамиктиты слагают неслоистые и несортированные отложения селевых потоков и гравитационных обвалов. Во всех гранулометрических фракциях они состоят из необработанных, остроугольных обломков. Крупные фрагменты вулканокластики часто несут характерные черты морфологии вулканических бомб и лапилли; более мелкие представлены сильно пузырчатыми шлаками, остроугольными обломками базальтов, базальтового стекла. В редких случаях встречена примесь окатанного материала, заимствованного из осадочных отложений. Селевые диамиктиты иногда содержат обломки характерных пород, позволяющие отличать их от сходных отложений других стратиграфических уровней. Так, например, в составе селевых отложений средне-верхнемиоценовых платобазальтов северо-западных районов Исландии часто встречаются, а иногда присутствуют в большом количестве обломки габбро-диоритов. Как и в других районах, основным породообразующим компонентом здесь является тефра наземных извержений, состоящая главным образом из тахилитовой кластики. Здесь же встречен обугленный растительный детрит, а также крупные обломки и обрывки древесной растительности.

Рассмотреные особенности состава вулканотерригенных отложений, слабая обработка кластических компонентов, преобладание часто плохо выраженной горизонтальной слоистости с линзовидным распределением материала разного гранулометрического состава хорошо согласуются с предположением о накоплении основной массы пород мелкими, временно существовавшими потоками. Тонкозернистые породы накапливались в пределах периферических частей конусов выноса. Здесь же могли возникать условия для образования озерных и болотных отложений во временно существовавших водоемах. Малые мощности вулканотерригенных и органогенных (угленосных) отложений, линзовидный характер залегания, преобладание тонкозернистых, песчано-алевритовых отложений, слабая обработка материала, представленного в основном переотложенной тефрой, — все это определенно указывает на относительную кратковременность перерывов, во время которых происходило накопление вулканотерригенных отложений за счет выпавшей из воздуха тефры и переотложения ее мелкими временными водотоками. Важно подчеркнуть, что в составе миоценовых вулканогенно-осадочных отложений нет терригенных глинистых накоплений. Этот факт определенно указывает на отсутствие изменения пород в зоне выветривания или переотложения гидротермально измененных базальтоидов.



Рис. 14. Контакт наземного лавового потока и отложений субазральной дельты 1 — лавы; 2 — тонкогоризонтальнослонстые алевриты; 3 — пески; 4 — разлом

В многочисленных разрезах хорошо видно, что лавами перекрывались еще рыхлые осадки. Об этом свидетельствуют многочисленные следы вдавливания подошвы потока в осадок, деформация слоистости в подошве лавовых пластов, скучивание и выпирание вверх осадка в пустые полости в подошве лавовых потоков (рис. 14).

Важно подчеркнуть, что верхняя часть субаэральных отложений, подстилающих лавы, обычно обожжена и окислена. В то же время обжиг и сопутствующее ему окисление (покраснение) базальтового материала на контакте лав и водонасыщенных осадков (болотных) или осадков, накапливавшихся в условиях мелкого озера, не наблюдаются.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИСЛАНДИИ

восточная исландия

Геологическое строение Восточной Исландии изучено неравномерно. Наиболее детальные сведения о строении базальтовых толщ получены в результате картирования, которое выполнили в различные годы Дж. Уокер [Walker, 1959, 1962, 1963, 1974b], Дж. Гибсон с соавторами [Gibson et al., 1966] и другие исследователи на территории от Рейдар-фьорда на севере до Беру-фьорда на юге. Для анализа состава и распределения вулканокластики в толще платобазальтов Восточной Исландии использованы материалы этих исследований, а также специально проводившиеся наблюдения в 1979 и 1981 гг.

Наиболее детально разрез миоцена изучен в районе Рейдар-фьорда. Здесь стратиграфический разрез базальтовой толщи мощностью 4500 м включает несколько маркирующих горизонтов. Это группы лавовых потоков, слои кислой и базальтовой тефры. В этом же разрезе Дж. Уокер [Walker, 1963] выделил три комплекса, включающие кислые лавы и отвечающие трем периодам извержения центральных вулканов. Помимо кислых, андезитовых и базальтовых лав, в строении центральных вулканов принимают участие игнимбриты, агломераты кислого состава, базальтовые брекчии, кислые и базальтовые туфы.

В основании изученного разреза Рейдар-фьорда располагается группа кислых пород Герпир-Барднес, представляющая собой часть разрушенной вулканической постройки. В кровле этой группы пород расположен слой кислого туфа Бардантанги максимальной мощностью до 30 м, состоящий, скорее всего, из слабо переотложенного тефрового материала. Эти породы слоисты, неоднородны по составу, включают остатки карбонатизированной древесины. Мощность слоя быстро уменьшается на северо-восток.

В толще базальтов, перекрывающей этот кислый комплекс, встречено несколько слоев кислых пеплов, свидетельствующих о продолжении кислых извержений на прилегающей территории. Среди базальтов встречаются также песчаники и конгломераты и прослои основных туфов. Конгломераты содержат гальку, состоящую не только из толеитовых и порфиритовых базальтов, но и из андезита, а иногда и (в большом количестве) риолита. Дж. Уокер отмечает, что галька отполирована ветром, а некоторые экземпляры имеют типичную форму дрейкандера. Состав грубозернистых пород свидетельствует о разрушении постройки центрального вулкана и переотложении материала временными, пересыхающими водотоками. Об извержении в том же районе базальтов в водной обстановке говорит наличие мощных (до 9 м) горизонтов витрокластических (палогонитовых по Дж. Уокеру) базальтовых туфов, иногда прослеживающихся на несколько километров.

Следующий тип кислых извержений связан с формированием группы кислых пород Селдалур. Это серия мощных риолитовых лав, переслаивающихся и замещающихся толеитами и андезитами. Максимальная суммарная мощность риолитов достигает 300 м (восемь потоков). Кислые породы — с хорошо развитой текстурой течения, часто смятой в складки. Кровля и подошва каждого слоя подчеркиваются наличием мощных слоев стекла или брекчии.

Перекрываются кислые отложения оливиновыми базальтами группы Хоульмар мощностью до 300 м. Для этой части разреза характерно наличие среди лав шлаковых отложений, представляющих собой погребенные шлаковые конусы.

Мощная толща базальтов группы Хоульмар, Грьотау, Хоульматиндур, перекрывающая кислые породы группы Селдалур отличается небольшим содержанием вулканокластических межбазальтовых отложений. Здесь Дж. Уокер отметил только два горизонта с кислыми пеплами — это кислые туфы Рейдарфьорд и Хоульматиндур. В рассматриваемой толще базальтов установлено наличие еще одного, стратиграфически более древнего слоя пепла (Льосаутуф), достигающего мощности 7 м [Helgason, Zentilli, 1982]. Это лапиллиевый и пепловый туфы, состоящие из базальтового и кислого материала. В разрезе (снизу вверх) тефра разного состава распределяется следующим образом:

Мощность, м
1. Туф базальтовый, лапиллиевый, состоящий из обломков тахилита и раскристаллизованных пород
размером меньше 2 см Г
2. Туф стекловатый, присутствуют также обломки плагиоклазов, фрагменты пемзы, обломки
кислых и базальтовых пород
3. Туф спекшийся, стекловатый, пепловый, с редкими фенокристаллами плагиоклазов и пирок-
сенов
4. Туф лапиллиевый, афировый, спекшийся с отдельными обломками пемзы около I
5. Туф кристаллокластический, сменяющийся витрофировым спекшимся туфом. Около 40% обломков
состоит из плагиоклазов, зерен рудных, фенокристов пироксенов и редко ортопироксенов. В
подчиненном количестве присутствуют обломки кислых и основных пород. Матрикс состоит
из обломков стекла разного (более основного) состава
6. Туф стекловатый, содержащий до 10% обломков пемзы
7. Окисленный красный слой, состоящий из мельчайших прозрачных частиц. Присутствуют
редкие фенокристы плагиоклаза и тахиллитовые обломки

Льосау-туф перекрыт потоком толентовой лавы.

Стратиграфически выше этого туфа располагаются два маркирующих горизонта — порфировая группа и туф, оба названные Рейдар-фьорд. По простиранию они прослежены на расстояние до 25 км от Эски-фьорда на севере до Стодвар-фьорда на юге [Walker, 1959; Gibson et al., 1966]. На значительной территории туф Рейдар-фьорд остается неслоистым и гомогенным. Согласно данным исследований, выполненных в последние годы [Helgason, Zentilli, 1982], туф Рейдар-фьорд от одноименного горизонта маркирующих порфиритов отделен толеитами (25 м) и другим слоем кислого туфа (3 м). Мощность туфа Рейдар-фьорд в изголовье фьорда достигает 8 м. В верхней части он имеет следы переотложения. На запад, по направлению падения пород, слой туфа Рейдар-фьорд распадается на два слоя мощностью 5,6 и 4 м. Их разделяет пачка толеитовых лав общей мощностью 17 м.

В вышележащих базальтах залегает маркирующий горизонт кислых туфов Хоульматиндур мощностью до 30 м. В нижней части он состоит из переработанного вулканокластического материала песчано-алевритовой размерности с косонаслоенными слоями галечника. Верхняя часть сложена непереотложенным туфом.

Плагиофировые базальты группы Кодлур, прослеживающиеся по простиранию на 70 км с севера на юг, слагают более молодой маркирующий горизонт. В районе Рейдар-фьорда с этими лавами в разрезе ассоциируют кластические образования. Они подстилают порфириты, переслаиваются ими и перекрывают их. В составе кластических образований встречен кислый спекшийся туф мощностью 4 м.

Толща толентовых лав, залегающих между плагиофировыми базальтами Кодлур и Грейнаватн, включает кислый туф Скесса. Местами это спекшийся туф или игнимбрит. Он прослежен на огромной территории. В районе Рейдарфьорда мощность этого туфа достигает 12 м. Местоположение центра извержения туфа Скесса неизвестно. Дж. Уокер [Walker, 1962] предполагал, что этот центр мог располагаться в районе вулканического аппарата Брейддалур. Действительно, здесь есть кислые породы, которые могут быть парагенетически связаны с игнимбритами, есть и игнимбриты. В изголовье Беруфьорда, в пределах постройки вулкана Брейддалур, встречены и изучены трубка взрыва и извергнутые из нее игнимбриты (рис. 15). Однако прослеживание туфа Скесса, выполненное в 1983 г. от Рейдар-фьорда на юг, позволило С.Г. Самыгину прийти к выводу, что этот горизонт располагается стратиграфически значительно ниже пород вулкана Брейддалур и по этой причине не может во времени соответствовать его извержениям, так же как и извержениям синхронного или даже более молодого вулкана Тингмули (вопреки предположению, недавно сделанному Д. Хельгасоном и М. Зентили [Helgason, Zentilli, 1982]).

Маркирующие горизонты плагиофировых базальтов и наиболее мощных кислых туфов прослежены на территории Восточной Исландии на многие десятки километров с севера на юг. По простиранию мощности лавовых толщ изменяются незначительно. Бросается в глаза лишь увеличение лавовой толщи, зажатой между кислыми туфами Селдалур (или Т₂) и лавами Грейнаватн, с севера, от района Рейдар-фьорда (1750 м), на юг, к району Брейддалур (2100 м). Значительно более ограниченные возможности есть для того, чтобы проследить распространение этих горизонтов на запад по падению слоев. В этом направлении на расстоянии 10—20 км наблюдается значительное увеличение мощности лавовых пачек, зажатых между маркирующими горизонтами.

В районе Брейддалура изучен лавовый разрез мощностью около 3 км, включающий одноименную постройку сложного вулканического комплекса центрального типа, подстилающие и перекрывающие ее толщи платобазальтов.

В нижней части в платобазальтах встречен слой кислых пеплов мощностью 10 м. Этот слой сопоставляется с кислыми туфами Селдалур (или T₂) в районе Рейдар-фьорда. Всего в платобазальтах района Брейддалур отмечено около 100 вулканокластических межбазальтовых прослоев. Боль-56



Рис. 15. Взаимоотношение игнимбритов с базальтами трещинных излияний, вершина Беру-фьорда 1 — толща маломощных лавовых потоков трещинных излияний на фланге вулкана Брейддалур; 2 — мощные лавовые потоки трещинных излияний за пределами центрального аппарата; 3 — андезитовые и дацитовые туфы тонкослоистые; 4 — игнимбриты; 5 — вулканотерригенные отложения

шая часть из них представлена непереотложенной базальтовой (сидеромелановой или тахилитовой) тефрой, слагающий "красные горизонты". Реже в вулканокластических отложениях присутствуют следы слабого переотложения тефры. Для очень многих "красных горизонтов" характерно залегание в виде протяженного слоя мощностью 20—30 м с линзовидными раздувами до 1— 1,5 м. В 300-метровой толще базальтов, располагающейся примерно в 550 м стратиграфически выше слоя кислых пеплов Селдалур, обнаружены четыре линзы, сложенные сидеромелановой гиалокластикой. Мощность нижней линзы достигает 10 м, а других 3—5 м. Породы этих линз сложены обломками тефры в основном алевритовой и пелитовой размерности. Встречено несколько линз (мощностью до 2—3 м), сложенных галечно-валунными обломками слабо обработанных шлаков и бомб.

Значительно более мощные (10—20 м) линзы вулканокластических и вулканотерригенных отложений встречены примерно в средней части изученного разреза, в 1100 м выше по разрезу от слоя кислого пепла Селдалур. Они приурочены к двум стратиграфическим уровням. Отложения нижнего уровня прослежены на северном и южном склонах и в днище долины Брейддалур, а породы, слагающие верхний стратиграфический уровень, изучены только в разрезе базальтов, обнажающихся в днище долины. Вулканокластический материал в них состоит главным образом из сидеромеланового стекла и тахилитовых обломков, представляющих собой переработанную грубо- и крупнозернистую тефру. В верхнем горизонте встречена небольшая примесь кислого витрокластического материала.

Выше комплекса пород вулкана Брейддалур в толще перекрывающих его базальтов часто встречаются линзы и прослои обожженной и окисленной базальтовой тефры, линзы вулканотерригенных отложений, состоящие в основном из сидеромелановой гиалокластики. Отмечена смена по простиранию линз вулканотерригенных отложений маломощными горизонтами красных обожженых и окисленных туфов.

Отметим некоторые характерные особенности состава и распространения вулканокластического материала на территории Восточной Исландии. В районе Рейдарфьярдара разрез вскрывает три погребенных комплекса центральных вулканов (кислые группы пород Герпир, Рейдар-фьорд и Тингмули), разделенных мощными толщами базальтов разного состава. Продукты эксплозий кислого состава (туфы, игнимбриты) распространяются от центров извержения по простиранию на значительное расстояние, и в то же время в большинстве районов неизвестны отложения, возникшие в результате их переотложения. Это дает основание предполагать, что во время извержения кислых лав. агломератов, игнимбритов и туфов районы активной вулканической деятельности представляли собой ровную сухую равнину. Выпавшие рыхлые вулканические продукты, не переотлагаясь, быстро захоронялись лавовыми потоками. По составу извергавшихся пород, характеру их распространения и взаимоотношения обстановка миоценовых извержений Восточной Исландии напоминает современные районы вулканов Крабла и Аскья, расположенных на севере и в центре неовулканической зоны. Наличие довольно мощных накоплений сидеромелановой гиалокластики, ассоциирующейся в разрезе базальтов с тахилитовой тефрой и кислыми пеплами, вероятно, соответствует стадии кальдерного проседания и одновременному извержению базальтов в кальдерах и из трешин. За пределами построек центральных вулканов в интервалах разрезов, соответствующих вулканическим комплексам с кислыми породами, в составе платобазальтов встречаются игнимбриты и многочисленные прослои кислых пеплов. Кислые пеплы других стратиграфических уровней, особенно сложенные алевропелитовым материалом, могут соответствовать извержениям вулканов, располагавшихся далеко за пределами рассматриваемой территории, возможно, даже за пределами Восточной Исландии.

Отложения базальтовой тефры известны на всех стратиграфических уровнях разреза миоценовых базальтов, за исключением лишь тех пачек, которые по своему строению и составу могут быть сопоставлены с базальтами, формировавшимися в результате трещинных извержений в пределах крупных, сложно построенных центральных вулканических массивов. Эти пачки характеризуются малой мощностью и большой пористостью слагающих их лавовых пластов. Быстрое накопление маломощных лавовых потоков и пластов без существенного отложения тефры между ними могло произойти в результате кратковременных трещинных излияний, наподобие тех, которые в последние годы неоднократно происходили на севере Исландии, в районе центрального вулкана Крабла.

Прослеживание по простиранию кислых туфов и игнимбритов и выяснение их соотношения с расположенными в разрезе базальтовыми вулканокластогенными и вулканотерригенными отложениями позволяют считать, что наиболее благоприятные условия для накопления переотложенной тефры возникали за пределами центральных вулканов.

Возможно, это объясняется тем, что за пределами центральных вулканов скорость накопления лав была значительно меньшей. Базальтовая тефра, выпадавшая на поверхность лав дальше от центров извержения, дольше оставалась на поверхности земли не перекрытой новыми порциями лав. В этом случае чаще возникали благоприятные условия для переотложения ее ветром и временно существовавшими потоками воды. Постепенно она сдувалась и смывалась с одних участков поверхности лав, заполняя крупные понижения лавового рельефа, скапливаясь на пониженных участках в месте подпруживания лавовыми потоками.

Изучение состава и распространения тефры и вулканотерригенного материала в разрезах Восточной Исландии дает основание выделить в строении платобазальтов по составу тефры два типа лавовых пачек: в одном, помимо "красных горизонтов" базальтовой тефры, присутствует в большом количестве еще кислый эксплозивный материал, а в другом преобладает базальтовая (сидеромелановая и тахилитовая) вулканокластика. Исходя из сказанного выше, можно думать, что скорость накопления лав в пачках с базальтовой тефрой была меньше по сравнению с пачками, где лавы расслоены горизонтами кислой и базальтовой вулканокластики. Первые формировались дальше от вулканических центров центрального типа, с которыми связано образование кислой вулканокластики.

Предполагается, что лавовые пачки, содержащие только "красные горизонты" базальтовой тефры и маломощные вулканотерригенные отложения, формировались трещинными извержениями (типа современного извержения Лакагигар) и извержениями щитовых вулканов, также дававших протяженные и обширные лавовые покровы. Лавовые пачки, включающие мощные толщи кислых пеплов, игнимбриты и базальтовую тефру, скорее всего, образовались при извержении вулканических центров, сходных с современным в районе вулканов Аскья и Крабла.

СЕВЕРНАЯ ИСЛАНДИЯ

Материалы для рассмотрения состава, строения и особенностей размещения кластических отложений в толще миоценовых базальтов Северной Исландии получены во время исследований, проводившихся в районе Эйяфьярдара и долины р. Фньоускау в 1977, 1981—1983 гг., использованы также данные из опубликованных работ [Saemundsson et al., 1980].

Мощность исследованного разреза здесь достигает 5 км. На территории Северной Исландии в области распространения миоценовых отложений известно несколько построек захороненных центральных вулканов, включающих, помимо базальтов, кислые продукты извержений. Однако бо́льшая часть рассматривающегося разреза сложена мощными потоками лав, образование которых связывается с трещинными извержениями.

Характерным и постоянным компонентом лавового разреза и здесь являются отложения "красных горизонтов", сложенные базальтовой тефрой. Мощность этих горизонтов непостоянна; характерны раздувы и выклинивания, возникающие в результате заполнения тефрой и продуктами ее переотложения неровностей рельефа на поверхности лавовых потоков. Мощность отложений "красных горизонтов" изменяется от 10 до 30—40 см, реже больше, иногда достигая 1 м. Выделяются участки разреза, где межбазальтовые вулканокластические отложения отсутствуют или встречаются редко и имеют очень небольшую мощность (10—20 см). Такое распределение базальтовой тефры в разрезе платобазальтов рассматривается как свидетельство непрерывного и быстрого накопления лав.

Характерным компонентом лавовой части исследованного разреза Северной Исландии являются многочисленные пласты и пачки порфировых базальтов. Здесь выделяется несколько стратиграфических уровней, содержащих особенно много плагиофировых базальтов. Пачки маломощных порфировых базальтов, состоящие из нескольких (до десяти) потоков, часто не содержат рыхлых межбазальтовых отложений, или же они встречаются редко и имеют мощность 10—20 см. Этот тип разреза сходен с теми пачками маломощных и быстро накапливавшихся потоков толентовых лав, образование которых связывается с извержением трещинных и щитовых вулканов. По простиранию такие пачки расслаиваются толеитовыми лавами и сменяются несколькими мощными потоками плагиофировых базальтов, к которым приурочены наиболее мощные скопления базальтовой и кислой тефры и разнообразных вулканотерригенных отложений. Такое соотношение лав и вулканокластики является следствием различной скорости формирования лавового разреза вблизи центров извержения и на удалении от них.

Это может быть проиллюстрировано на конкретном примере. В районе Эйяфьярдара и долины р. Фньоускау изучены состав и строение межбазальтовых рыхлых отложений, ассоциирующих в разрезе с маркирующей пачкой крупнопорфировых плагиоклазовых базальтов (рк. 16). В разреза *а* пачка



Рис. 16. Рыхлые отложения маркирующего горизонта в пачке плагиофировых базальтов Эйьяфьярдар Северной Исландии

1 — толентовые базальты; 2 — плагноклазовые порфировые базальты; 3 — кислая тефра; 4 — маломощные горизонты обожженной красной тефры; 5 — вулканотерригенные алевролиты; 6 — песчаники; 7 — гравелиты

На врезках — детали строения отложений; на карте — маркирующий пласт порфиритовых базальтов и расположение изученных разрезов

плагиофировых базальтов состоит из многочисленных маломощных сильнопористых лавовых потоков, налегающих один на другой без прослоев рыхлых отложений. Мощность отдельных потоков 1-3 м. В разрезах б и в мощность потоков резко возрастает до 20-25 м, а количество их уменьшается. Характерны раздувы и пережимы лав, мощные шлаковые корки. Отмечено выклинивание одного потока плагиорфировых базальтов и вклинивание потока толеитов в пачку порфировых базальтов. В западинах поверхности лавового рельефа между потоками появляются грубо- и среднезернистые вулканотерригенные отложения красного цвета. Максимальная мощность их здесь достигает 1 м.

Для вулканотерригенных отложений этого района характерно трехчленное строение (разрез e_1). В нижней части разреза e_1 залегают тонкозернистые отложения мощностью около 20 см. Они перекрыты галечниками мощностью 40 см. Верхний слой мощностью также около 40 см состоит из горизонтальнослоистого песка и алеврита. По простиранию галечники замещаются валунно-галечными отложениями, слагающими линзу мощностью до 40 см и протяженностью до 20 м. Максимальный размер обломков до 20—30 см. По составу и строению грубый обломочный материал напоминает слабо обработанные обломки рыхлой шлаковой корки лав.

В разрезе в₂ мощность рыхлых отложений, залегающих между пластами плагиофировых базальтов, увеличивается до 2,2 м. Здесь разрез имеет двучленное строение. Нижняя часть сложена белесыми тонкозернистыми отложениями (0,4 м), залегающими в западинах рельефа лавовой поверхности и выклинивающимися у поверхности лавовых бугров. Верхняя часть мощностью до 1,9 м сложена горизонтальнослоистыми песчаниками и гравийными отложениями. В разрезе г базальты ассоциируют с плохо обнаженными вулканотерригенными отложениями мощностью до 10—20 м. Это разнозернистые песчаники и мелкие гравелиты. Анализ строения и особенностей распространения вулканогенно-осадочных отложений, парагенетически связанных с плагиофировыми базальтами маркирующего горизонта, позволяет отметить следующее. По простиранию горизонта с северо-востока на юго-запад одновременно с уменьшением мощности вулканотерригенных отложений увеличивается количество крупнообломочного материала. В этом же направлении (между разрезами *а* и *б*) межбазальтовые рыхлые отложения выклиниваются, а мощные лавовые потоки сменяются пачкой маломощных пористых лав того же состава, но с мощными шлаковыми корками. Наиболее вероятно, что именно в этом направлении следует искать центр извержения плагиофировых базальтов маркирующего горизонта. Возможно, он находился в пределах центрального вулкана, расположенного в районе Окснадалура [Saemundsson et al., 1980].

Таким образом, есть основания считать, что наиболее мощные линзы вулканотерригенных отложений накапливались на значительном удалении от построек центральных вулканов. Их образование связано с периодом локального замедления скорости наращивания лавового разреза, с распространением отдельных протяженных потоков лав, перераспределением выпавшей на их поверхность рыхлой тефры и скоплением ее в понижениях рельефа лавовой равнины.

В мноценовом разрезе базальтов Северной Исландии обнаружено мало кислой вулканокластики. Возможно, это связано с небольшим количеством извержений кислой магмы на этой территории. Общая слабая изученность миоцена этого района не позволяет в деталях рассмотреть особенности состава и распространения вулканокластических отложений. Могут быть намечены только самые общие черты. При сопоствлении данных по строению разрезов в пределах п-ова Тродласкаги [Saemundsson et al., 1980] и к востоку от него, в районе Эйяфьярдара, привлекает внимание небольшое количество здесь кислых вулканитов и локальный характер распределения крупных линз вулканотерригенных отложений. В направлении с северо-запада (Керахньюкур) на юго-восток (к г. Гренивику) уменьшается мощность маркирующей пачки порфировых базальтов. В этом же направлении в толще базальтов исчезают вулканотерригенные отложения группы Мелар (максимальная мощность отдельных линз до 22 м), замещаясь лавовым разрезом, содержащим только маломощные горизонты обожженной и окисленной базальтовой тефры.

В разрезе лав у Стейндира, расположенном стратиграфически ниже вулканотерригенных отложений группы Мелар, К. Саемундссон с соавторами [Saemundsson et al., 1980] отметили слой игнимбритов мощностью около 10 м. Другой слой игнимбритов известен из стратиграфически более высоких горизонтов разреза. Несколько мощных (10—25 м) вулканотерригенных горизонтов известно в районе Боулагила. Здесь они сложены грубозернистыми песчаниками и галечниками. Материал состоит из обломков разнозернистых базальтов, тахилитовой и сидеромелановой вулканокластики, хорошо окатанной. Характерна горизонтальная, линзовидная и косая слоистость. Наиболее вероятно аллювиальное происхождение этих пород. На востоке, в районе Эйьяфьярдара, на том же стратиграфическом уровне (9—8 млн лет) лавовый разрез содержит только маломощные прослои базальтовой тефры ("красные горизонты") и редко вулканотерригенных отложений.

Современные данные не дают оснований предполагать наличие длительных перерывов вулканической деятельности во время формирования миоценовых платобазальтов на территории Северной Исландии. Характер размещения вулканотерригенных отложений у Стейндира (группа Мелар), также как и в районе Боулагила, указывает на то, что в этих районах существовали наиболее благоприятные условия для продолжительного накопления кластического материала, тогда как восточнее на этом же стратиграфическом уровне накапливались в основном только лавы. Вероятнее всего, это результат местных особенностей расположения основных источников рыхлого материала базаль-



Рис. 17. Схема предполагаемого размещения основных районов накопления рыхлых отложений на территории Северной Исландии в мноцене. Составлена с использованием данных К. Саемундссона [Saemundsson, 1980]

1 — платобазальты; 2 — постройки центральных вулканов; 3 — простирание пачки оливиновых толентов; 4 — основание отложений 9-й палеомагнитной эпохи; 5 — направление регионального падения платобазальтов; 6 — маркирующие горизонты порфировых базальтов; 7 — основные зоны аккумуляции рыхлых отложений

тового и кислого состава (центральных вулканов) и тектонически связанных с ними депрессий. По аналогии с современной обстановкой можно предположить, что основная масса рыхлой вулканокластики накапливалась в меридионально вытянутых зонах грабенообразных опусканий, сопряженных с вулканами центрального типа. Местоположение последних неизвестно, однако, судя по значительной мощности игнимбритов и горизонтов кислых пеплов, они располагались не так далеко, в пределах п-ова Тродласкаги. Центральные вулканы с большим количеством кислых пород известны здесь же в несколько более молодых частях разреза. Восточнее, в районе Эйя-фьорда, формирование одновозрастной толщи платобазальтов происходило в условиях относительно ровного и приподнятого лавового плато (рис. 17).

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ИСЛАНДИЯ

На Северо-Западном полуострове платобазальты слагают многокилометровую толщу, в которой вулканокластогенные и вулканотерригенные отложения в основном состоят из базальтовой тефры и продуктов ее переотложения. Наиболее характерным компонентом базальтовой кластики является сидеромелановое стекло. Им сложена бо́льшая часть песчано-алевритовых обломков, оно встречается в составе рыхлых отложений по всему разрезу платобазальтов. Грубозернистые (гравийно-галечные и валунные) отложения сложены исключительно обломками базальтов. Обломки пород кислого состава встречаются редко и только в отложениях лахар по периферии крупных построек центральных вулканов.

Кислая вулканокластика представлена тонкозернистыми витрокластическими пеплами и мелкими обломками пемзы. Реже встречаются игнимбриты. Кислая тефра и игнимбриты в разрезе распространены неравномерно. В отложениях нижнего и среднего миоцена (селаурдалурский и брьяунслайкурский горизонты) это маломощные горизонты тонкозернистых пеплов, иногда со значительной примесью мелких обломков пемзы. Здесь кислые пеплы чаще встречаются в вулканотерригенных отложениях, обогащенных углистым материалом, и в горизонтах с лигнитами.

Количество кислого эксплозивного материала значительно возрастает в верхней части среднего миоцена (хусавикский горизонт), и одновременно увеличивается количество грубозернистой пемзовой тефры и игнимбритов. Но даже в этой части разреза кислые вулканокласты в основном приурочены к горизонтам вулканотерригенных отложений, и особенно их много в слоях, обогащенных растительным детритом. Редкие слои тонкозернистых кислых пеплов, рассеянные среди мощных лавовых толщ, представляют собой, скорее всего, отложения пеплопадов каких-то удаленных центров извержений. О центрах извержений кислых магм, происходивших на территории Северо-Западного полуострова, наиболее определенно можно судить на основании присутствия крупнозернистых пемзовых туфов и игнимбритов.

Много кислого пемзового материала встречено в нижнемиоценовых отложениях селаурдалурского горизонта, в местонахождениях Офарувик, Сайбоуль, Ботн, Гильс. Здесь, помимо тонкого витрокластического материала, присутствуют пемзовые лапилли и даже агломераты (Гильс). Везде эти породы встречаются совместно с лигнитоносными вулканотерригенными отложениями, а в разрезе Сайбоуль с горизонтом, сложенным ожелезненными стволами деревьев. Извержение кислой тефры недалеко от изученных разрезов подтверждается наличием здесь же отложений грязевых потоков (лахар), обычно располагающихся у подножия и по периферии крупных вулканов или кальдер. Точное положение вулканических центров, извергавших кислый материал селаурдалурского горизонта, неизвестно.

Легче устанавливается местоположение центров извержений кислой и базальтовой вулканокластики для отложений хусавикского горизонта. Так, например, связь кислых грубозернистых туфов и игнимбритов в разрезе стратотипа хусавикского горизонта [Стратиграфия..., 1978] с вулканом Кроуксфьярдур не вызывает сомнений. Большое количество рыхлой тефры базальтового состава отложено селевыми потоками к северо-западу от вулкана Кодла-фьорд и залегает в одновозрастных с ними платобазальтах (рис. 18).

В целом для всей толщи миоценовых базальтов Северо-Западного полуострова в составе тефры определенно преобладает сидеромелановое стекло. Большое количество его содержится в песчаной и алевритовой фракциях вулканотерригенных отложений. Линзы пролювиальных (конусы выноса), озерных и золовых отложений, сложенные в основном обломками сидеромеланового стекла, установлены в разрезах платобазальтов Северо-Западного полуострова в селаурдалурском, брьяунслайкурском, хусавикском и хредаватненском горизонтах. Основные особенности минералого-петрографического состава этих отложений рассматривались выше. Здесь важно подчеркнуть условия их залегания и характер распространения по отношению к крупным вулканическим центрам, служившим основным источником не только кислой, но и базальтовой, сидеромелановой тефры.

В северном и южном бортах Дира-фьорда, непосредственно к северо-северозападу от центрального вулкана Аднар-фьорд, в верхней части с большим количеством плагиоклазовых фенокристов располагается несколько мощных линз вулканотерригенных отложений. На южном побережье этого фьорда, у фермы Кетилсейри, они образуют серию линз мощностью 6—12 м. Это горизонтально-, реже косослоистые отложения, в составе которых главную роль играет песчаноалевритовый материал. Гравийно-галечные обломки залегают мощными линзами. Кластический материал песчано-алевритовой размерности состоит в основном из сидеромеланового стекла. Обломки имеют остроугольную форму, многие сильно пузырчатые, пемзовидного облика. Характерно наличие горизонтов, обогащенных кристаллами плагиоклазов, часто несущими "рубашку" пузырчатого сидеромеланового стекла.

Состав и структура тонкозернистой кластики свидетельствуют о гидроэксплозивном происхождении сидеромеланового стекла. Наличие в некоторых горизонтах тефры, состоящей из плагиоклазовой кристаллокластики, позволяет считать, что плагиопорфировые базальты и сидеромелановая тефра образовались одновременно из одних или близко расположенных вулканических центров. Выше уже отмечалось, что наиболее вероятным источником их извержения был вулканический



Рис. 18. Схема размещения основных известных районов накопления рыхлых отложений на территории Северо-Западного полуострова Исландии в миюцене

A-E — основные зоны аккумуляции рыхлых отложений; I — тектонические и вулканотектонические грабенообразные депрессии; 2 — местоположение наиболее мощных разрезов вулканотерригенных отложений; 3 — изученные разрезы: a — шлаковых конусов, δ — обнажений лахаровых отложений, s — вулканотерригенных и тефровых отложений; 4 — направление регионального падения платобазальтов; 5 — постройки центральных вулканов

центр Аднар-фьорда. Следует обратить внимание на то, что рыхлые отложения Дира-фьорда и этот вулканический центр располагаются на простирании большей части даек, обнажившихся на современном срезе платобазальтов. В северном борту Дира-фьорда в толще платобазальтов обнаружена конседиментационно развивавшаяся грабенообразная структура. Здесь вулканотеригенные отложения (мощностью 8—10 м) и вклинивающийся в них маломощный пласт лав заполняют грабен и распространяются за его пределы.

Конседиментационно развивавшиеся грабены известны и в более молодых частях разреза миоценовых платобазальтов Северо-Западного полуострова (брьяунслайкурский, хусавикский горизонты). Известное местонахождение вулканогенноосадочных отложений с остатками листовой флоры Брьяунслайкур располагается в тектонической депрессии глубиной около 25 м, заполненной отложениями наземных конусов выноса, озерными и болотными угленосными осадками. Эти отложения еще в пределах грабена перекрыты базальтовой субаэральной и субаквальной вулканокластикой и лавами (рис. 19).

В разрезе миоценовых базальтов Северо-Западного полуострова часто встречаются сохранившиеся или частично разрушенные шлаковые конусы. По строению и составу слагающей их тефры они очень похожи на современные в зоне трещинных извержений. Шлаковые конусы в разрезе платобазальтов известны к югу и юго-западу от центрального вулкана Аднар-фьорд [Kristjansson et al., 1975]. Отложения шлаковых конусов были встречены и изучены нами и в других районах Северо-Западного полуострова. Сейчас они известны в разрезе селаурда-

, u		1						ſo.	пос	e me	нны	e											Π	кры	тос	emen	ihbile	()	depebl	64 1	/ Kj	ic maj	оник	w)							Γ	ĸ	уста	рнич	κų ,	лиа	НЫ	, /	npabl	/						Споре	obuc					
Абсолютный возраст, мли л	Omden Anhomite a	Горизонт	Подгоризонт	діпкдоасеае	Taxaceae	PUTOCEDE	Ables	Pucca	PINUS	I suga	LUTLT Teradiaceae	dluptostrobus	Sequoia	Taxodium	urypromeruu Cupressaceae	Salix (dpb.)	Salix (kycm.)	Populus	Myrica	Juglandacede	Juglans	Carya	Pterocarya	Almaster	Betulg er sært. Costatae	Betyla er sert. Albac Retula er sert	Fruticasae Carninus-Astrua	Corylus	Fagus	uuercus Ulimus	Zelkova-Celtis	Magnolia Poetrene	Leguminosae	Rhus	ller	t uonymus Acer	Tilia	Sassafras	Liguidambar Nussa	Lonicera	gramineae	Cyperaceae Dolucopaceae	Rosaccae(8 m.4.	Compositae	Umbelliferae Cremohulterae	Liliaceae	Potamogeton	Ericaceae	Ranunculaceae	Artemisia	Dryas	Menyanthes	Equisetum	Bryales	Lycopodium	Selaginella	Polypodiaceae Acmunda	Pteris	Dryopteris	Botrychium Inhunal accum	inne sanfahina	
7-72	kept-	Верхнетьеднесский									Ι																																					Π														
5-3,2	Плиоце нижний	Слеггьюлайкурский																																																							T					
3,2-3,3		Хредаватненский	; ben									Ļ												I												1													Ш			Ţ										
8-85	tuď		тынан																													2																														
- ,*	bepzy	Vuontkuunii	Cent.			II	ļ		ļ	i	Ц				ļ	Ш	Li		Ш	Ш	Ш		Ш		Ш							i												i															Ш			
105-	E D	Лусивикский	нижний																																																											
-11	1 0 1	Брьяунслайкурский																																																												
12,5-	W .				Ц		Ш			L			Ш	\prod			Ц	Щ	Ш			Ш	!	l		Ш					Ш																						Ш	Ш	ЦĿ							Ŧ
- 13	среднии	Селаурдалурский																																																												

Рис. 4. Распространение ископаемых растений в неогеновых вулканогенно-осадочных образованиях

Исландии

Содержание спор и пыльцы (в %): 1 — менес 0,5; 2 — 0,5—1; 3 — 1—5; 4 — 5—10; 5 — 10—20; 6 — 20—50; 7 — более 50



Рис. 29. Геологическая схема района Рейдар-фьорд—Беру-фьорд. Составлена с использованием данных Дж. Уокера и др. [Walker, 1959, 1962; Gibson et al., 1966]

1 — четвертичные отложения; 2 — мноценовые платобазальты, залегающие выше (a) и ниже (б) горизонта Грейнавати; 3 — маркирующие пачки и горизонты (Φ — Фоссаурвик, Φd — Фагридалюр, K — Кодлур, $K\phi$ — Камбфьядл, P — Рейдарфьярдар, Γ — Грьоутау, X — Хоульмар, B — Виндхаульс); 4 — плагиофировые базальты Грейнавати; 5 прослон осадочных пород (Xm — Хоульматиндур); 6—9 — Брейддалурский вулканический центр: 6 — кислые интрузивные и экструзивные породы, 7 — лавы, туфолавы (а) и туфы (б) кислого состава, 8 — базальты и андезиты, 9 — зоны интенсивной пропиллитизации; 10 — разломы; 11 — элементы залегания, градусы; 12 — линии разрезов (см. рис. 21) и их номера (а), опорная скважина IRDP (б)

I — эруптивный центр Хестхалса; II — кислая экструзия Кельдускодар; III — "Большой некк"; IV — "Малый некк"; V — долеритоандезитовый силл



Рис. 19. Строение вулканотерригенных отложений в районе местонахождения флоры Брьяунслайкур 1, 2 — лавовые потоки: 1 — массивные, 2 — с текстурой "куббаберг"; 3 — базальтовая вулканокластика; 4 — вулканотерригенные отложения; 5 — угленосные отложения

На врезках показан характер взаимоотношения рыхлых отложений и платобазальтов

лурского (местонахождения Сайбоуль, Гиль) и брьяунслайкурского (местонахождения Брьяунслайкур, Селья) горизонтов. Мощные накопления тахилитовой и литокластической тефры известны в разрезе хусавикского и хредаватненского горизонтов.

Важно подчеркнуть постоянное сочетание в разрезе вулканотерригенных отложений и шлаковых конусов. Материал шлаковых конусов обычно перекрывает вулканотерригенные отложения. Как уже указывалось, в некоторых случаях есть определенные данные о заполнении вулканотерригенными и перекрывающими их тефровыми отложениями небольших грабенов (Брьянслайкур, Селья). Отложения шлаковых конусов местонахождений Брьянслайкур и Селья располагаются недалеко друг от друга и, возможно, маркируют зону грабенообразных опусканий, протягивающуюся в направлении, близком к простиранию основной массы даек в этом районе. Вполне вероятно, что накопление этих отложений происходило в условиях, близких к тем, которые существуют сейчас при трещинных извержениях на севере Исландии. Здесь лавовое плато разбито серией разрывных нарушения и образовались небольшие депрессии, выполаживающиеся по простиранию. В разрезе осадки, заполнившие такие грабены, будут иметь вид крупных линз, ограниченных отвесными обрывами вкрест простирания структур и постепенно выклинивающихся по их простиранию. В некоторых грабенах по тектоническим швам происходит внедрение и излияние лав и формирование насыпных шлаковых конусов при лавовом фонтанировании.

Имеются данные, что при формировании миоценовых платобазальтов в наиболее крупных тектонических депрессиях, заполненных водой, извержения имели подводный характер с образованием подушечных лав и сидеромелановой гидроэксплозивной тефры. Благоприятные условия для образования субаквальных вулканов особенно часто возникали в период накопления отложений хусавикского горизонта. Основная масса рыхлого материала (базальтового и кислого) формировалась в процессе извержений вулканов Кроукс-фьорд и Кодла-фьорд (см. рис. 18). Крупные тектонические депрессии (грабены вулканотектонического проседания) известны на перешейке Северо-Западного полуострова, между Гилсфьордом и Кодла-фьордом. Здесь изучены толща подушечных лав и подушечных брекчий и перекрывающие их тонкослоистые накопления сидеромелановой тефры общей мощностью более 100 м. В некоторых горизонтах среди слоистых сидеромелановых тефроидов обнаружены многочисленные панцири пресноводных диатомовых водорослей. Венчаются подводные вулканогенные отложения вулканотерригенными образованиями с прослоями диатомитов, кислой вулканокластики, углистого детрита и лигнитов.

Обращает на себя внимание, что в строении хусавикского горизонта присутствует очень большое количество рыхлой тефры наземных извержений, переотложенной селевыми потоками. Отложения этого типа обнажаются в бортах Дьюпи-фьорда и Торска-фьорда, ряд обнажений протягивается от Гилсфьярдара до Кодлафьярдара поперек перешейка, мощные (35-40 м) толщи селевых отложений известны в районе г. Драунгснес (см. рис. 18). В большинстве изученных разрезов селевые накопления подстилаются отложениями наземных конусов выноса, иногда с большим количеством аллохтонного растительного детрита. Обугленный растительный материал, включающий крупные обломки древесной растительности, переслаивается с средне- и мелкозернистыми горизонтальнослоистыми песчаниками и алевролитами пролювиальных конусов выноса. Большое количество селевых отложений в хусавикском горизонте свидетельствует о накоплении рыхлых осадков по периферии вулканических построек, слагавших достаточно крупные положительные формы рельефа. Широкое развитие этих отложений указывает также на формирование большого количества вулканокластики в пределах центрального типа построек. Образование ее, возможно, связано с фреатомагматическим типом извержений, особенно часто происходящих тогда, когда породы вулканического комплекса содержат большой объем подземных вод.

Парагенетическое сочетание пролювиальных, угленосных, озерно-болотных, селевых отложений с толщами сидеромелановой тефры, подушечных лав и брекчий, лав с неправильной столбчатой отдельностью ("куббаберг") определенно свидетельствует о формировании лавового разреза хусавикского горизонта на нижних гипсометрических уровнях, возможно, в прогибе, где в долинах мелких рек и на поверхности их конусов выноса легко возникали мелкие озера и болота. Большое количество и высокий уровень подземных вод были основной причиной появления озер и болот и образования большого количества сидеромелановой и литокластической базальтовой тефры в процессе гидроэксплозивных и фреатомагматических извержений.

На Северо-Западном полуострове, как и в других районах Исландии, вулканотерригенные отложения приурочены только к определенным стратиграфическим уровням мощной толщи платобазальтов [Стратиграфия..., 1978; Saemundsson, 1978]. Существует представление, что рыхлые отложения в них слагают непрерывно протягивающиеся на многие десятки километров по простиранию горизонты, включающие несколько слоев осадочных пород [Saemundsson, 1978]. Образование осадочных отложений связывается с периодом затухания вулканической деятельности и проявления в этот период интенсивной эрозии.

Наши исследования состава, строения и распространения вулканогенно-осадочного комплекса миоценовых платобазальтов выявили отчетливо выраженный линзовидный характер залегания и приуроченность большей части рыхлых отложений к вытянутым депрессионным зонам, в пределах которых осадочные отложения часто имеют отчетливые признаки ограничения по зонам разломов (грабены, ограниченные сбросами малой амплитуды). Особенно уверенно это было установлено на территории Северо-Западного полуострова. Здесь линзы и серии линз вулканогенно-осадочных отложений, сконцентрированные на отдельных стратиграфических интервалах разреза платобазальтов, маркируют положение сильно вытянутых вулканотектонических депрессий. Ширина, протяженность и основные особенности структуры этих депрессий вполне сопоставимы с современными особенностями рельефа зоны рифтогенеза и вулканизма на севере неовулканической зоны Исландии.

выделяются три основные В платобазальтах селаурдалурского горизонта зоны (А, Б и В) накопления вулканогенно-осадочных отложений (см. рис. 18), протягивающиеся по простиранию с юго-запада на северо-восток. Определенно устанавливается сопряжение вулканогенно-осадочных отложений зоны Б с крупным вулканическим массивом Аднар-фьорд. Вулканогенно-осадочные отложения брьяунслайкурского горизонта протягиваются двумя зонами (Г и Д), ориентированными с западо-юго-запада на восток-северо-восток. В зоне Д в этом же направлении от п-ова Скалмарнесмулафьядла к Гуфунесфьярдару и далее к западному борту Торскафьярдара установлено значительное увеличение мощности линз пролювиальных отложений и появление большого количества грубозернистых пород, отложенных селевыми потоками. Это рассматривается как определенное указание на соседство с крупным вулканическим центром, на некотором расстоянии от которого происходило накопление основной массы рыхлых отложений. Большое количество селевых отложений отмечено для хусавикского горизонта (зона Е). Обращает на себя внимание большая мощность и широкое распространение в этом горизонте селевых отложений, что, может быть, связано с близким расположением нескольких крупных вулканических аппаратов. Таким образом, при сопоставлении состава, строения и условий залегания одновозрастных вулканогенно-осадочных отложений на территории Северо-Западного полуострова определенно выявляется их пространственная и генетическая связь с крупными вулканическими постройками центрального типа и сопряженными с ними дайковыми роями. К районам крупных вулканических центров тяготеют более грубозернистые отложения селевых потоков, и в них чаще встречаются грубозернистая тефра и игнимбриты. При удалении от крупных вулканических аппаратов наибольшее распространение получают тонкозернистые отложения пролювиальных конусов выноса, сложенные тонкозернистой фракцией базальтовой (в основном сидеромелановой) тефры. Появление в составе вулканогенно-осадочных отложений кислой тефры сопоставляется с периодом формирования крупных вулканотектонических депрессий (грабенов, кальдер проседания), в которых извержение базальтов уже в водной обстановке привело к накоплению больших масс сидеромелановой кластики.

Главным источником рыхлого материала во время формирования платобазальтов были эксплозивные извержения в основном базальтовых и в меньшей мере кислых магм. Следы эрозионной деятельности в толще платобазальтов встречаются крайне редко. Отложения, коррелятные крупным эрозионным врезам, отсутствуют, в большинстве случаев вулканотерригенные отложения состоят из синхронно переотложенной тефры. Парагенез вулканотерригенных отложений с горизонтами непереотложенной или слабо переотложенной кислой и базальтовой тефры определенно свидетельствует о синхронности вулканических извержений и накопления рыхлых продуктов.

О синхронных трещинных извержениях определенно свидетельствуют погребенные шлаковые конусы. Интересно отметить частое пространственное совпадение крупных линз вулканогенно-осадочных отложений, заполняющих грабены, и более молодых дайковых комплексов. Особенности взаимоотношения конседиментационно заполнявшихся грабенов, зон разломов и дайковых комплексов более подробно будут рассмотрены специально (см. раздел "Дайковые комплексы Северо-Западной Исландии" в главе пятой данной монографии). Вулканогенно-осадочные отложения миоценовых платобазальтов объединяет сходство состава, строения и условий образования в различных районах Исландии. Главная особенность этих отложений заключается в том, что их осадочная компонента образовалась за счет перемыва и переотложения тефры основного и кислого состава. В осадках практически отсутствуют продукты разрушения лав.

Кислые туфы связаны с извержениями центральных аппаратов, они приурочены к определенным стратиграфическим уровням, и основная их масса накапливалась вокруг аппаратов центрального типа. Количество и мощность кислых горизонтов увеличиваются с приближением к вулканам. По содержанию, составу и строению горизонтов кислых эксплозивных продуктов одновозрастные вулканогенные толщи запада и востока Исландии не имеют заметных различий.

Эксплозивные базальтовые отложения по составу можно разделить на три группы. Одну в основном составляет витрокластическая тефра, состоящая из обломков сидеромеланового стекла. Другую группу слагают отложения, представленные главным образом литокластикой (шлаки, лапилли и более мелкие, обычно пористые обломки тонко- и криптокристаллических базальтов — тахилит). Смесь витро- и литокластики составляет третью группу тефровых отложений. Литокластика образуется при извержении центральных и трещинных вулканов. Основная масса тефры этого состава отлагается на склонах вулканов или в ближайших к ним окрестностях. Сидеромелановая гналокластика образуется при гидроэксплозиях и фреатомагматических извержениях. Ареал накопления базальтовой тефры при любом типе извержения базальтовой магмы обычно не превышает 20—30 км.

В составе характерного компонента "красных горизонтов" миоценвых платобазальтов сидеромелановая гиалокластика играет очень большую роль. Количество литокластики в них заметно увеличивается только при приближении к центрам извержений (центрального или трещинного характера). Площадное распространение гиалокластитовых компонентов в составе межбазальтовых отложений связано с переотложением пролюваиальными потоками и ветром.

Отложения "красных горизонтов" чаще встречаются и бывают большей мощности в тех частях разрезов платобазальтов, которые формировались на удалении от вулканических аппаратов. Наличие в лавовом разрезе отложений, состоящих из сидеромелановой гиалокластики, указывает на прерывистый характер накопления базальтов. Толщи, сложенные чередованием лав и тефрогенных отложений, накапливались на удалении от вулканов, там, где распространение лавовых покровов контролировалось незначительными неровностями рельефа. В этих районах даже при интенсивных и продолжительных извержениях потоки лав, обтекая друг друга, длительное время могли оставаться не перекрытыми новыми порциями лав.

Вместе с тем сравнение северо-запада и востока Исландии показывает их существенные различия с точки зрения условий формирования рыхлых отложений.

На востоке Исландии базальтовая вулканокластика (тефра и вулканотерригенная часть), слагающая линзы и горизонты между базальтовыми потоками, составляет не более 6—8% от общей мощности разреза. Содержание базальтовой тефры в отдельных частях разреза достигает только 1—2%. Общая мощность базальтовой тефры ко всему разрезу миоценовых платобазальтов составляет 0,3%. Из этих расчетов исключены рыхлые вулканиты кальдер и глубоких депрессий. Судя по характеру излияния лав и по преобладанию в составе "красных горизонтов" тонкозернистых фракций перевеянной ветром сидеромелановой тефры, накопление основной части миоценовых платобазальтов на востоке Исландии происходило на ровной сухой и, видимо, высоко приподнятой над уровнем моря поверхности вулканического плато.

На северо-западе Исландии платобазальты содержат в целом заметно большее количество грубозернистых вулканотерригенных отложений. Особенно много этих отложений в разрезе хусавикского горизонта, где они составляют до 30% общей мошности. Часто встречающийся здесь парагенез пролювильных и селевых отложений. обогащенных сидеромелановой кластикой, указывает на накопление их на неровной поверхности, а линзы угленосных отложений и подушечные лавы, встречающиеся в разрезе платобазальтов, свидетельствуют о существовании депрессий и о высоком стоянии уровня грунтовых вод. Субаэральные условия накопления лав соседствовали с субаквальными, лавовые равнины включали депрессии, в которых накапливались озерные и болотные (угли, диатомиты) отложения и субаквальные вулканиты (подушечные лавы, сидеромелановая тефра). Такие условия, скорее всего, могли возникнуть при общем низком (по отношению к уровню моря) расположении поверхности земли. Для хусавикского горизонта с большой долей вероятности можно говорить о формировании лавовых и вулканогенно-осадочных толщ в обширном прогибе. Поверхность земли здесь была слабо приподнята над уровнем моря. Связанное с этим высокое стояние подземных вод в толще пористых и хорошо проницаемых вулканитов явилось основной причиной появления достаточно глубоких водоемов, гидроэксплозивных и фреатомагматических извержений в них, формирования подушечных лав, сидеромелановой и литокластической (тахилитовой) базальтовой тефры.

ГЛАВА ПЯТАЯ Магматические образования 9-й и смежных палеомагнитных эпох

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗОВ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ, СЕВЕРНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ИСЛАНДИИ В ИНТЕРВАЛЕ 9-Й ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЭПОХИ

Выявление в разрезах всех трех основных районов развития третичных платобазальтов продолжительного "безынверсионного" интервала прямой остаточной намагниченности, идентифицирующегося с 9-й эпохой палеомагнитной шкалы, открывает благоприятные перспективы для сравнительного анализа состава и мощности вулканитов, а также для восстановления геологических coбытий и палеогеографической обстановки по разные стороны активных вулканических зон острова в дискретный отрезок времени. Принадлежность вулканитов этого интервала к одному и тому же стратиграфическому уровню хусавикскому горизонту подтверждается единством флористических комплексов Западной и Восточной Исландии (слои Хусавикурлейв и Хоульматидур) [Ахметьев и др., 1974; Стратиграфия..., 1978], а также корректируется радиологическими данными. В свою очередь, корреляция вулканитов 9-й эпохи острова с базальтами той же эпохи в океане (линейная аномалия) дает возможность протрассировать одновозрастные образования от глубоководных котловин через шельфовую зону и сам остров.

В Западной Исландии суммарная мощность разреза, отвечающая 9-й палеомагнитной эпохе, по нашим данным [Стратиграфия..., 1978], оценивалась в 1200 м (по приведенным уточненным данным И. Мак-Доугалла и др.

¹ Этот "безынверсионный" интервал содержит два кратковременных эпизода обратной намагниченности.
Таблица 5

Сравнительная характеристика разрезов вулканогенных образований, относящихся к 9-й палеомагнитной эпохе

Район	Интервалапочи	Продолжител млн лет			
	млн лет	абсолютная	средняя абсолютная	палеомагнитных эпизодов ^{, '}	
Северо-Западная Исландия	9,35—10,8	1,45	1,38	1	-
	9,64—11,07	1,43	1,38	2	
Северная Исландия	9,29-10,47	1,18	1,38	3	
Восточная Исландия	8,71-10,21	1,5	1,38	2	

		Состав изверженных продуктов							
Data		Πορφι	ириты	Олнвиновые базальты					
Гайон	интервал эпохи, млн лет	Общая мощность, м	Процент от общего ко- личества	Общая . мощность, м	Процент от общего коли- чества				
Северо-Западная Исландия	9,35—10,8	200	16,6	120	10				
	9,64—11,07		_	_	_				
Северная Исландия	9,29-10,47	400	21,5	380	20,4				
Восточная Исландия	8,71-10,21	200	18,2	30	2,7				

• Определения, выполненные И. Мак Доугаллом (Австралия).

** Определения, выполненные по пробам авторов данной монографии в лабораториях ГИН АН СССР и ИГЕМ АН СССР.

[McDougall et al., 1984] — 955 м, из которых более 200 м нижней части разреза приходится на пачки туфов, туфогенно-осадочных пород, на игимбриты, гиалокластиты, шлаки). В описываемом интервале четко выделяются три части разреза.

Нижняя часть (250—300 м) представлена пирокластическими и туфогенноосадочными породами с потоками и силлами афировых базальтов (обычно "куббаберги"), реже порфиритов. Присутствуют также исландиты, игнимбриты, фельзиты и другие разности среднего и кислого состава. Формирование этих продуктов синхронно по времени с активизацией центрального вулкана Кроуксфьорд и происходило как в субаэральной, так и в субаквальной обстановке в прогибе, развивающемся перед фронтом флексуры перешейка Северо-Западного полуострова. Прогибание компенсировалось накоплением вулканических продуктов. К границе с вышележащей серией потоков приурочены исландиты, образующие линзовидные потоки, а также пласты туфов среднего и кислого состава.

Средняя часть разреза сложена чередующейся серией потоков афировых и мелкопорфировых базальтов, реже порфиритов (2—6 м), причем практически все потоки сопровождаются шлаковыми корками. Общая мощность этой серии потоков

Мощность н	акопления продув	тов вулканизма, м	Количество	Chemiss Moul-	Мошность вул-	
за эпоху	оху за 1 млн лет за 1 млн лет (п среднем интер вале 1,38 млн лет)		лавовых пото- ков	Средняя мощ- ность лавовых потоков, м	каногенно-оса- дочных образо- ваний, м	
1200	827	870	154	5,2	400	
955	675	692	148	4.7	250	
1860	1576	1348	130	12,5	230	
1100	733	798	104	9,4	120	

 С	состав изверже	нных продукто)8	Konunerno		
 Толе	нты	Осадочные п	абсолютных	литературный источник		
 Общая мощ- ность, м	Процент от общего количества	Общая мощ- ность, м	Процент от общего коли- чества	датировок		
480	40,0	400	33,4	7*, 77 **	Наши данные	
-	_	_	_	7**	McDougall et al., 1984	
750	40,3	230	18,8	15*	Saemundsson et al., 1980	
750	66,9	120	10,9	12*, 6**	McDougall et al., 1976	

250 м. Сверху она ограничена выдержанным по простиранию пластом агломератов и шлаков мощностью до 50 м.

В верхней части разреза превалируют порфириты (в том числе кумулятивные), которым подчинены толеиты, оливиновые базальты, гиалокластиты, туфы (преимущественно разности, включающие обломки габбро). Суммарная мощность до 400 м.

В Северной Исландии, по данным К. Саемундссона и др. [Saemundsson et al., 1980], в разрезе Трёдласкаги мощность базальтоидов 9-й эпохи 1860 м (в интервале 3530—1670 м). Низы разреза (Кедлинг) образованы серией маломощных потоков оливиновых базальтов (до 100 м) с подчиненным количеством потоков толеитов при их средней мощности 6—7 м. Выше залегает пакет вулканогенноосадочных пород ("осадочная группа Мелар"), заключающий отдельные мощные (до 20—25 м) потоки толеитов и порфиритов. В низах осадочной пачки серия маломощных потоков оливиновых базальтов и пласт кислых туфов. Суммарная мощность этой части разреза 200 м.

Выше расположена серия потоков (21 поток) порфиритов и оливиновых базальтов общей мощностью 370 м. Оливиновые базальты преобладают в нижней части интервала, порфириты — в верхней. Первые образуют серию слившихся друг с другом маломощных (1—2 м) потоков, кое-где разделенных шлаками.

Средняя часть разреза 9-й эпохи, у Хельярфьядля, включает 21 лавовый поток общей мощностью до 400 м. Большинство из них разделены "красными прослоями". В средней части интервала — четыре потока порфиритов (70 м), один из которых имеет мощность до 30 м. В нижней части интервала — два потока оливиновых базальтов.

Верхняя часть разреза наиболее полно представлена у Хоулабирды. Мощность этого интервала 770 м. Его нижняя часть образована толеитами с отдельными потоками оливиновых базальтов, порфиритов и маломощными (0,2, реже до 5 м) пластами кислых туфов. В самых верхах разреза преобладают порфириты (в том числе кумулятивные) в чередовании с редкими потоками толеитов и оливиновых базальтов. Мощность отдельных потоков достигает 25—30 м.

В Восточной Исландии нижняя часть разреза, относящаяся к 9-й палеомагнитной эпохе, сложена базальтовой "группой" Хоульматиндур. Эта серия потоков мощностью около 600 м, из которых к 9-й эпохе принадлежит верхний 450-метровый интервал, представлена главным образом толеитами, афировыми и мелкопорфировыми, вмещающими несколько потоков оливиновых базальтов и порфиритов и два маркирующих горизонта туфов (Рейдарфьярдар и Хоульматиндур). Туфы Рейдарфьярдар мощностью 7—9 м игнимбритовидные, с включениями стекла и пемз. Залегающие выше в разрезе туфы Хоульматиндур (8—10 м) содержат комплекс растительных остатков, типичный для верхнехусавикского подгоризонта. В опорной скважине, пробуренной в изголовье Рейдар-фьорда, мощность эффузивного пакета, относящегося к 9-й палеомагнитной эпохе, превышает мощность этой же части разреза, но экспонированной на поверхности, в 3—4 раза.

Перекрывающие базальтовые порфириты Кодлур (60 м) образуют семь потоков. Выше они перекрыты серией толеитовых потоков (200 м), включающих маркирующий пласт туфов и игнимбритов Скесса. Залегающие над толеитами порфириты Грейнаватна (десять потоков мощностью до 70 м) представляют собой наиболее выдержанную по латерали серию эффузивных потоков Восточной Исландии. В их составе преобладают кумулятивные разности. Наконец, самые верхи разреза, относящиеся к 9-й эпохе, сложены толеитами, образующими слабо дифференцированную серию потоков с выдержанным горизонтом кислых туфов (40 м) у их верхней границы. Мощность эффузивного пакета от кровли порфиритов Грейнаватна до верхней границы интервала 9-й эпохи — 380 м.

Распределение шлаков и "красных слоев" в разрезе 9-й палеомагнитной эпохи Восточной Исландии крайне неравномерно. Первые сосредоточены в основании разреза и в его верхней части, вторые — в средней части, между туфами Рейдар-фьорда и порфиритами Грейнаватна. В серии порфиритовых потоков Кодлур "красные слои" практически ограничивают каждый из потоков.

В табл. 5 сведены важнейшие параметры всех трех разрезов в выбранном возрастном интервале. Каждый из них имеет специфические особенности, и если говорить об общих чертах, то они в большей степени проявляются при сравнении разрезов Северо-Западной и Северной Исландии. Это подтверждается: 1) присутствием в разрезах, особенно в нижней части интевала, большого объема вулканогенно-осадочных образований; 2) содержанием примерно в равных количествах толеитов (40% общего объема изверженных продуктов), порфиритов, включая "кумулятивные" разности, а также оливиновых базальтов.

ВУЛКАНИТЫ ВОСТОЧНОЙ ИСЛАНДИИ

Дж. Уокер и его сотрудники [Walker, 1963, 1964; Piper et al., 1977; Carmichael, 1964] выделили в Восточной Исландии две различные группы вулканических пород. Наибольшим площадным распространением пользуются так называемые платобазальты, для которых предполагается трещинный тип извержений. Вторая группа извержений связана с локализованными вулканическими центрами. С такими центрами связаны как кислые, так и основные по составу вулканические образования. Извержения обоих типов происходили одновременно, но из разобщенных пространственно магмоподводящих зон. В связи с тем что в каждом конкретном районе (достаточно большом) обычно имеются вулканиты обоих типов, всегда можно, как это делал Дж. Уокер [Walker, 1963], выделить платобазальты, подстилающие вулканиты вулканических центров, платобазальты, синхронные данному вулканическому центру, находящиеся в сложных взаимоотношениях с продуктами извержений этого конкретного центра, и платобазальты, перекрывающие вулканический центр.

Для того чтобы изучить закономерности строения платобазальтовых серий в разрезе, приходится использовать только подстилающие и перекрывающие платобазальты. Платобазальты одновозрастные и непосредственно примыкающие к породам вулканического центра испытывают влияние последнего и могут исказить картину.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

Автор этого раздела детально изучил территорию между Рейдар-фьордом и Беру-фьордом (рис. 20, см. вкл). Частично эта территория была описана Дж. Уокером [Walker, 1963]; несколько севернее исследования проводили И. Гиббсон, Д. Кинсман и Дж. Уокер [Gibson et al., 1966; Walker, 1959], а примыкающие к западу районы изучены И. Кермайклом [Carmichael, 1964].

Описываемый район сложен в основном средне- и верхнемиоценовыми платобазальтами, образующими несколько осложненную моноклиналь с пологими падениями в западных румбах, около 10°, в направлении современной вулканической зоны Исландии. В верховьях долины р. Брейддалсау Дж. Уокер [Walker, 1963, 1964] выделил и описал вулканический центр Брейддалур, сложенный основными и кислыми породами. Соответственно все платобазальты, распространенные к востоку от центра, относятся к "подстилающими" базальтам. Вулканический центр перекрыт платобазальтами, обнажающимися вблизи истоков р. Брейддалсау ("перекрывающие" платобазальты по терминологии Дж. Уокера). Породы Брейддалурского вулканического центра выклиниваются в южном направлении, замещаясь по южному берегу Беру-фьорда платобазальтами ("заливающие" базальты по терминологии Дж. Уокера).

Для расшифровки толщи платобазальтов наша группа детально изучила разрез "подстилающих" платобазальтов с последовательным описанием потоков от восточного побережья до средней части долины р. Брейддалсау на западе.

Генеральное падение пород на запад определяет то, что в этом направлении выходят все более молодые потоки. Непосредственный вертикальный разрез может быть составлен только в пределах конкретного обнажения в условиях района не более чем на 1000—1200 м. Более молодые потоки распространены соответственно западнее. Для правильной корреляции частных разрезов выделялись маркирующие протяженные потоки или пачки потоков, которые картировались на площади. В соответствии с этим общий разрез суммирует вертикальную последовательность напластования потоков конкретных разрезов, причем

¹ Раздел написан А.С. Перфильевым.

каждый разрез более молодых потоков расположен западнее разреза с более древними потоками. Это отступление необходимо было сделать потому, что сводная колонка отражает относительную возрастную последовательность базальтовых лав, но не является истинной вертикальной колонкой пород. В условиях спрединга эту особенность разреза всегда следует иметь в виду, так как далеко не обязательно, чтобы под наиболее молодыми лавами (на западе общего разреза) залегали наиболее древние (обнажающиеся в восточной части разреза).

Схема расположения конкретных разрезов и маркирующие потоки, связывающие эти разрезы, показаны на рис. 20, 21 (см. ниже). В Восточной Исландии очень широко распространены вулканические центры, синхронные миоценовым платобазальтам. Соответственно базальты, отвечающие "подстилающим" базальтам изученной территории в 30 км севернее, синхронны породам вулканического центра Рейдар-фьорда (соответственно там они становятся "заливающими"). "Перекрывающие" базальты изученного района, в свою очередь, являются "подстилающими" по отношению к вулканической постройке Тингмули, расположенной к северо-западу от изученного района.

Платобазальты образуют очень выдержанные потоки мощностью от 2 до 20—25 м. При непосредственном прослеживании в обнажениях эти потоки протягиваются иногда на 10 км по простиранию и на первые километры по падению. Однако наряду с этим наблюдаются и выклинивания потоков, их раздваивание и т.д. При этом далеко не обязательно, чтобы наиболее протяженными оказывались мощные потоки. Скорее наоборот, потоки средней мощности являются наиболее протяженными.

Потоки платобазальтов обычно выдержаны по мощности, по крайней мере в пределах обнажения, хотя на расстоянии в первые километры от обнажения их мощность, как правило, меняется на 30-50%. Особенно резкие изменения мощности наблюдаются на концах потоков. Границы потоков очень ровные, практически горизонтальные. В этом отношении они не похожи на поверхности современных базальтовых потоков, для которых характерны мелкохолмистый сложный рельеф и многочисленные глыбовые развалы в кровле потоков.

Для платобазальтов характерно отсутствие первичных наклонов лав, утыкание и прислонение к каким-либо формам рельефа. В некоторых случаях фиксируются лавопады небольшой амплитуды (первые метры), связанные с перетеканием потока через выклинивающийся нижележащий поток. Но в целом платобазальты изливались чаще всего на достаточно выровненную поверхность. Исключение представляли вулканические постройки с кислыми извержениями, которые формировали, по-видимому, довольно высокие (до первых сотен метров) положительные формы рельефа.

Потоки платобазальтов в основном представлены массивными лавами. Шлаки либо отсутствуют, либо приурочены к кровлям потоков. Довольно обильные глыбово-шлаковые образования иногда фиксируют место выклинивания потоков. Между потоками часто наблюдаются своеобразные красные тонкообломочные породы ("red-bed"), обычно имеющие мощность от первых до нескольких десятков сантиметров, очень не выдержанные по простиранию. По мнению А.Р. Гептнера, породы представляют собой туфы, накопившиеся на кровле потока и обожженные вышележащим потоком.

При любой трактовке формировние "красных слоев" может произойти только в том случае, если между излияниями потоков, разделенных "красными слоями", прошло достаточное время. Действительно, во всех случаях, когда наблюдалось раздваивание одного потока, "красный слой" между ними отсутствовал. Изученные платобазальты сложены преимущественно афировыми и порфировыми (плагиофировыми) толентовыми базальтами разной степени раскристаллизованности (от афанитовых до среднезернистых). В крупных потоках иногда видно, что меньшая раскристаллизованность приурочена к его кровле. Однако нередки случаи, когда раскристаллизованность не связана с мощностью потока. Порфировые выделения представлены, как правило, плагиоклазом, хотя иногда наблюдаются гломеробласты плагиоклаза и пироксена. В распределении вкрапленников иногда улавливается закономерность — приуроченность их к кровле крупных потоков, но чаще они распространены по всей породе. Подробное петрографическое описание базальтов будет дано ниже, в соответствующем разделе.

Изучение разреза платобазальтов показало, что в нем выделяются пачки, различающиеся по своему строению, мощности чередующихся потоков, большему или меньшему количеству шлаков, красноцветных пород и петрографическому составу. Некоторые общие закономерности разреза прослеживаются на достаточно большое расстояние.

Необходимо сделать некоторое пояснение к принципу выделения пачек в общей стратиграфической последовательности. Прежде всего о термине "пачка". Этот термин используется в стратиграфии осадочных пород, и конечно, применение его к разрезу платобазальтов очень условно. Однако изучение платобазальтов в разрезе и на площади показывает, что лучше всего картируется в разрезе характер чередования потоков — соотношение потоков разных мощностей. Кроме того, четко обособлены и отдельные характерные петрографические разности лав, которые также прослеживаются довольно уверенно. Но эти случаи значительно реже. Осадочные и туфогенные породы, хорошо выделяемые в разрезах, как правило, слагают отдельные маломощные линзы, которые только в отдельных случаях в виде цепочки следятся достаточно далеко по простиранию. При описании разрезов и их корреляции потоки в соответствии с их мощностями были подразделены на четыре группы: мощные — 8—25 м, средние — 4-6 м, маломощные - 2-4 м, тонкие – менее 2 м. Сочетание этих мощностей в условных знаках показано на колонке в сводном стратиграфическом разрезе.

В целом разрез "подстилающих" базальтов разделяется на три части, несколько различающиеся по многим параметрам. Нижняя часть разреза составляет 1000 м. Характерно чередование мощных (8—16 м) потоков с потоками средней мощности (4—6 м) в разных сочетаниях. Именно для этой части разреза наблюдаются отдельные случаи выклинивания потоков, изменение мощностей по простиранию, раздваивание потоков. В нескольких местах отмечены небольшие лавопады, до 5—6 м высотой. Лавовые потоки сопровождаются довольно большим количеством шлаков, в основном приуроченных к кровлям потоков и к местам их выклинивания. В кровле потоков иногда появляются брекчии, состоящие из шлакового цемента с небольшими (до 20 см в поперечнике) остроугольными обломками базальтов. В редких случаях наблюдается срезание одних потоков другими.

В низах разреза встречена линза (до 25 м мощностью) спекшихся шлаков, состоящих из шлаков с лепешковидными включениями лав длиной до 0,7—1 м. Эта линза выклинивается по простиранию на расстоянии 200 м. Вероятно, она представляет собой край небольшого шлакового конуса.

В разрезе довольно часто появляются "красные слои", обычно маломощные. Вероятно, это связано с большим количеством маломощных туфовых линзочек и примазок туфов к шлакам. Во всяком случае, везде, где фиксируется базальтовый туф, его верхняя часть превращена в красные породы.

По петрографическому составу в разрезе преобладают афировые базальты, в разной степени раскристаллизованные. Однако плагиофировые разности составляют ощутимую часть разреза (до 20% общего объема пород). Выделяются два типа плагиофировых базальтов. Для одного из них характерны мелкие (до 1—2 мм в поперечнике) правильные лейсты плагиоклаза, равномерно рассеянные по породе. Второй тип отличается появлением двух генераций вкрапленников плагиоклаза. Первая представлена крупными (3—5 мм в диаметре) резорбированными лейстами с неравномерным распределением по породе, а вторая — мелкими лейстами правильных очертаний.

Некоторые характерные особенности рассмотренной части разреза (изменчивость мощностей, массивность потоков, обилие шлаков и появление многочисленных линз базальтовых туфов, элементы расслоений между потоками и др.), как нам кажется, свидетельствуют о том, что эти лавы накапливались сравнительно недалеко от мест их извержения. По-видимому, извержения лав создавали ощутимый рельеф, что запечатлено в особенностях строения потоков.

Средняя часть разреза "подстилающих" базальтов составляет по мощности примерно 700 м. Разрез представлен монотонным чередованием преимущественно мощных (до 15—18 м) и реже средних по мощности (5—8 м) потоков базальтов. В отличие от нижней части разреза потоки становятся очень выдержанными по мощности (во всяком случае, в пределах нескольких сот метров первых километров); практически не видны места их выклиниваний; кровля и подошва потоков очень ровные, и не удается увидеть случаи обтекания потоками мелких форм рельефа.

В низах рассматриваемого разреза в кровле многих потоков еще фиксируются шлаки, которые почти полностью исчезают выше по разрезу. В подошвах потоков обычно хорошо выражены "красные слои", имеющие иногда мощность до 15—20 см. Для рассматриваемой части разреза характерно появление линз туфов и грубых осадочных пород. Они сложены грубыми песчаниками, гравелитами, осадочными брекчиями с невыдержанными прослоями глин и алевролитов. Обломочный материал представлен базальтами и их переотложенными туфами. Осадочные породы слагают две параллельные цепочки выклинивающихся линз, разделенные платобазальтовыми потоками мощностью в нескольких десятков метров. Мощность самих линз не превышает 3 м при протяженности в несколько сот метров. Нижняя из цепочек осадочных линз распространена только в северной части изученного разреза (к северу от долины р. Брейддалсау), а южнее отсутствует. Вероятно, линзы осадочных пород соответствуют горизонту Хоульматиндур, выделенному севернее [Walker, 1959; Gibson et al., 1966].

Средняя часть разреза подстилающих базальтов сложена почти исключительно афировыми разностями, в разной степени раскристаллизованными. Редкие потоки мелкопорфировых плагиофировых базальтов составляют не более 5% общего разреза.

Как видно из описания средней части разреза "подстилающих" базальтов, они несколько отличаются от нижней части. Выдержанность мощностей потоков и отсутствие микрорельефа говорят о большей выровненности поверхностей, по которым растекались базальты. Широкое развитие "красных слоев" и осадочных пород, по-видимому, указывает на большие, чем в низах разреза, временные интервалы, разделяющие потоки.

Верхняя часть "подстилающих" базальтов мощностью более 500 м по своему строению продолжает наращивание тенденций, характерных для средней части разреза. Для верхней части разреза отмечено чередование очень четких средних по мощности (4—5 м) и реже иощных (до 8 м) потоков. Причем вверх по разрезу такое чередование становится все более однообразным, потоки выравнены по мощности (3—4 м), а мощности потоков устойчивы, по крайней мере на протяжении первых километров.

Излияния происходили на выровненный плоский рельеф. Обилие хорошо

выраженных "красных слоев" свидетельствует о прерывистости излияний во времени. Почти полностью отсутствуют шлаки. Эта часть разреза практически сложена целиком афировыми базальтами.

В целом в изученных базальтах, подстилающих вулканическую постройку Брейддалур, наблюдается закономерное изменение строения разреза снизу вверх. В самом общем виде эта закономерность сводится к следующему. Начинается разрез потоками разной мощности, с обилием шлаков и миндалекаменных разностей, с редкими "красными слоями", разделяющими потоки. Излияния происходили на неровную поверхность и были достаточно интенсивными (мощные потоки) и достаточно частыми (редкие "красные слои" между потоками). Сами лавы были газонасыщенными (шлаки и миндалекаменные базальты).

Во времени происходило постепенное изменение строения потоков, и они становились более выдержанными по мощности, количество пузырчатых разностей уменьшалось и соответственно увеличивалось количество "красных слоев" между потоками. По-видимому, это связано с лавовой нивелировкой рельефа, сами импульсы излияний становились более редкими, а лавы — менее газонасыщенными.

Такая эволюция разреза может быть объяснена двумя причинами. Во-первых, возможна циклическая эволюция магмоподводящего очага. В начале цикла на поверхность выводились газонасыщенные лавы и темп излияний был достаточно высоким. Со временем темп излияний уменьшался, первичный рельеф выравнивался лавовыми излияниями, а на поверхность поступала магма из более глубоких (и менее газонасыщенных) частей магматической камеры.

Во-вторых, возможна также циклическая эволюция магмовыводящей камеры, однако направленность в строении разреза может быть связана с постепенным отодвиганием данного участка от зоны магмовыведения в процессе спрединга. В этом случае низы цикла отвечают проксимальным фациям лавовых потоков, изливающихся из осевой зоны спрединга, а верхи — дистальным. Такое толкование, как мне кажется, лучше объясняет наблюдаемые закономерности строения разреза во всей совокупности.

Цикличность разреза при спрединговом механизме может быть объяснена постоянным мелкомасштабным "перескакиванием" зоны магмовыведения (джампинг оси спрединга) в западном направлении. При этом каждый новый цикл отвечает новому положению этой оси. В конкретных разрезах это фиксируется появлением проксимальных фаций лавовых потоков, которые в процессе спрединга от этой оси вновь сменяются дистальными.

Рассмотренный разрез определяет собой законченный цикл лавообразования. Венчается этот цикл характерным горизонтом гигантопорфировых базальтов (горизонт Грейнаватн). Грейнаватненские базальты прослеживаются по всей изученной территории и далеко за ее пределами. На север они протягиваются по крайней мере до Рейдар-фьорда (см. рис. 20).

Судя по минеральному и химическому составу, плагиофировые базальты имеют единый с остальными базальтами магматический источник (см. ниже). Факт появления плагиофировых базальтов на верхней границе может быть истолкован двояко.

С одной стороны, они могут начинать новый цикл, отвечая в этом случае вскрытию магматической камеры с излиянием флотированных разностей плагиофировых базальтов. В этом случае следовало бы ожидать нахождения в сочетании с ними газонасыщенных, пузырчатых лав, шлаков и туфов, столь характерных для начала цикла.

С другой стороны, плагиофировые базальты могут завершать цикл, фиксируя истощение магматической камеры, и отвечать в этом случае кумулятовой части магматического очага. Представляется, что последний вариант более вероятен. Афировые базальты, чередующиеся с плагиофировыми, характеризуются плотным сложением, отсутствием миндалин, шлаков или туфовой составляющей и неотличимы от базальтов верхней части цикла. Газонасыщенные пузырчатые базальты и туфы, начинающие новый цикл, появляются выше грейнаватненского горизонта. Рассмотренный выше вулканический цикл не только перекрывается, но и подстилается гигантопорфировыми плагиофировыми базальтами, сходгыми с базальтами грейнаватненского горизонта. Вероятно, эти базальты составляют кровлю более раннего вулканического цикла.

В бассейне р. Брейддалсау выше грейнаватненского горизонта плагиофировых базальтов залегает сложный комплекс основных и кислых лав, относящихся к Брейддалурскому вулканическому ареалу, который был выделен и изучен Дж. Уокером и его сотрудниками. Синхронные вулканическому ареалу платобазальты, перекрывающие Брейддалурский вулканический аппарат, были изучены несколько южнее, вдоль южного борта Беру-фьорда и впадающих в него речек. Юго-восточнее разреза 15 на дневную поверхность выходят плагиофировые и афировые базальты грейнаватненского горизонта. Вышележащий разрез платобазальтов составлен по отдельным конкретным разрезам, скоррелированным по характерным лавовым потокам, показанным на рис. 38. Подробное описание этого разреза будет дано в следующем разделе, здесь мы отметим некоторые его особенности.

Разрез начинается сложным комплексом пузырчатых лав, имеющих мощные шлаковые корки; лава включает в себя линзы туфов и туфобрекчий. Мощности потоков очень изменчивы, и сами потоки не выдержаны по простиранию. Красные горизонты между потоками практически отсутствуют. По своему строению эта часть разреза напоминает нижнюю часть предыдущего цикла, описанного выше.

Более высокая часть разреза представлена чередованием выдержанных и изменчивых потоков разной мощности. Характерно, что наряду с потоками обычной мощности (первые метры) довольно большую долю в разрезе составляют потоки аномально большой мощности (до 20 м). Количество мощных потоков заметно увеличивается в средней части разреза, особенно там, где они максимально приближены к склону вулканического аппарата Брейддалур. Мощные потоки по простиранию весьма выдержаны, иногда по мере удаления от вулкана они выклиниваются. Красноцветные горизонты, разделяющие потоки, появляются в разрезе очень незакономерно. Верхняя часть разреза сложена более однородными по мощности (2—5 м) потоками, которые нередко разделены красноцветными горизонтами. Суммарная мощность разреза над грейнаватненским горизонтом более 1000 м.

Легко видеть, что закономерное изменение строения разреза по вертикали, характерное для платобазальтов, подстилающих грейнаватненский горизонт, в перекрывающих этот горизонт платобазальтах не фиксируется. В то же время, как будет показано в следующем разделе, по петрографическому и петрохимическому составу рассматриваемый разрез довольно отчетливо распадается на два цикла с антидромной направленностью изменения состава базальтов в каждом цикле. Вероятно, эта специфика разреза связана с существованием рядом крупной Брейддалурской вулканической постройки.

геологическое строение, вещественный состав и процессы формирования платобазальтов Нижняя часть разреза эффузивной толщи¹

Геологическое строение толщи платобазальтов. На востоке Исландии к нижней части разреза 9-й палеомагнитной эпохи отнесена серия лав с незначительным количеством туфов и вулканотерригенных осадков, залегающая непосредственно выше оливиновых базальтов Грьоутау и заканчивающаяся плагиофировыми базальтами Грейнаватн. Эта серия изучалась нами на участке между Рейдарфьордом и Беру-фьордом главным образом по простиранию платобазальтовых толщ в неширокой меридиональной полосе протяженностью около 35 км (см. рис. 20). На севере полосы находятся скважина IRDP и изученные в процессе ее подготовки и бурения несколько опорных разрезов лав [Helgason, Zentilli, 1982], два из которых (разрезы 1 и 2) были осмотрены также и нами. Южнее с разной степенью детальности были описаны и увязаны с расположенными в районе скважины опорными разрезами двенадцать новых разрезов (3-14, рис. 21; см. рис. 20). Их корреляцию провел С.Г. Самыгин путем прямого прослеживания отдельных пачек лавовых потоков и маркирующих туфовых горизонтов с учетом картировочных данных Дж. Уокера и его учеников [Walker, 1959, 1964; Gibson et al., 1966]. Сводную стратиграфическую колонку составил Ю.И. Дмитриев на основе сопоставления изученных конкретных обнажений по признакам общности состава и строения вулканогенных образований (рис. 22).

В сводном вертикальном разрезе Ю.И. Дмитриев установил четко проявленную цикличность строения эффузивной толщи, обусловленную чередованием пачек афировых и плагиофировых базальтов. Выделено пять циклов (снизу вверх I—V, см. рис. 22), в каждом из которых афировые базальты нижней пачки (1) резко сменяются плагиофировыми базальтами верхней пачки (2); зона с промежуточными разновидностями пород между ними, как правило, отсутствует. Верхние пачки являются маркирующими и имеют собственное название.

Лавовые потоки I цикла обнажаются в разрезах 4,6 и 12а (см. рис. 20, 21). Пачка афировых базальтов имеет видимую мощность 80 м и состоит из потоков мощностью до 8 м. На северном берегу Рейдар-фьорда мощность пачки превышает 150 м [Helgason, Zentilli, 1982]. Вышележащая пачка сложена плагиофировыми базальтами Рейдарфьярдар и образована двумя потоками максимальной мощностью 17 и 12 м (разрез 12а). Базальты имеют тонкозернистую основную массу, в которой в количестве 10% содержатся таблитчатые и шестоватые вкрапленники плагиоклаза размером до 1 см. Несколько восточнее (разрез 126) размер вкрапленников плагиоклаза уменьшается до нескольких миллиметров и в небольшом количестве (1-2%) появляются мелкие фенокристы оливина. В направлении на север пачка Рейдарфьярдар становится тоньше; в разрезе 4 суммарная мощность составляющих ее двух потоков сокращается до 10—15 м, причем их разделяет прослой красноцветных осадков мощностью до 30 см. В нижнем потоке содержание вкрапленников плагиоклаза 15-20%, в верхнем — до 5%, размер их достигает соответственно 0,5 см и 2-3 мм. На северном берегу Рейдар-фьорда, к востоку от Бударейри, обнажается лишь один поток мощностью 15 м. Западнее, вниз по падению, мощность плагиофировых лав снова увеличивается, и в скважине IRDP зафиксированы два потока суммарной мощностью свыше 35 м [Helgason, Zentilli, 1982].

II цикл венчается пачкой плагиофировых базальтов Камбфьядл. Относящаяся к нему толща вскрывается в разрезах 1, 4—6 и 12а. Нижняя пачка состоит

Раздел написан Ю.И. Дмитриевым и С.Г. Самыгиным.





из потоков тонко-, иногда мелкозернистых афировых, а также редкоплагиофировых базальтов, мощность которых уменьшается в целом с юга на север от 8-10 м (разрез 12а) до 3-6 м (разрез 5); суммарная мощность лав сокращается с 65 м (разрез 12а) до 45 м (разрез 4). В этом же направлении заметно возрастает количество межпокровных красноцветных прослосв, а в разрезе 6 появляется 30-метровой мощности горизонт темных и зеленоватых тонкослоистых вулканогенно-терригенных отложений, который аналогичен горизонту Хоульматиндур разреза 1. Его мощность в обоих этих разрезах практически не меняется на протяжении 11 км по простиранию, тогда как вкрест простирания осадочный горизонт довольно быстро выклинивается: в разрезе 4, т.е. в 3 км западнее разреза 6, его мощность сокращается до 2-2,5 м. По данным бурения [Helgason, Zentilli, 1982], в 4,5 км к западу от разреза 1 увеличивается роль массивных туфов (18 м), которые отделены от нижележащих слоистых осадков (7 м) тремя лавовыми потоками общей мощностью 40 м. Суммарная мощность лав всей нижней пачки здесь достигает несколько сот метров, а в 5 км к востоку от разреза 1 — 170 м.

Плагиофировые базальты Камбфьядл в разрезе 12а, возможно, отсутствуют. Севернее, в разрезах 4—6, к ним относится один покров мощностью около 5 м. Еще севернее (разрез 1) это серия из пяти потоков общей мощностью 38 м. Содержание вкрапленников плагиоклаза достигает 30% при размерах фенокристаллов 3—5 мм. Западнее, в разрезе скважины, пачка состоит из двух потоков, а ее мощность сокращается вдвое. К востоку от разреза 1 плагиофировые базальты Камбфьядл через 10 км полностью выклиниваются [Helgason, Zentilli, 1982].

Базальты III цикла обнажаются во всех изучавшихся разрезах, кроме 9-11.

Нижняя пачка сложена в нижней, большей по мощности части мелкозернистыми афировыми разностями; мощность отдельных потоков колеблется от 5 до 15 м. В верхней части пачки мощность потоков меняется от 3—5 до 15—20 м. Здесь наряду с афировыми базальтами встречаются единичные покровы редкоплагиофировых и пироксен-плагиофировых (в основании) базальтов; появляются также прослои красноцветных осадков. Мощность всей пачки увеличивается в северном направлении от 90—100 м (разрез 12а) до 215—225 м (разрезы 1, 4).

Верхняя пачка — плагиофировые базальты Кодлур — состонт на юге из одного покрова мощностью 15 м (разрез 14). Породы имеют тонкозернистую основную массу, в которой в количестве до 35—40% содержатся вкрапленники плагиоклаза с преобладающим размером 0,5—1 см и максимальным 2—2,5 см; наиболее крупные фенокристаллы отличаются округлыми очертаниями и приурочены к верхам покрова. В разрез 13 мощность покрова 10 м, содержание вкрапленников плагиоклаза 20—25%, их размер около 0,5 см; присутствуют кристаллы моноклинного пироксена. Севернее, в разрезе 12а, пачка сложена тремя потоками общей мощностью 20 м, а в разрезах 3 и 4 — двумя потоками общей мощностью 15 м. Содержание вкрапленников плагиоклаза здесь 15—20%, размер их приблизительно 1 см. В самой северной части изученного района (разрез 1) к пачке Кодлур относятся четыре потока плагиофировых базальтов общей мощностью 28 м; верхние потоки содержат от 5

Рис. 21. Схематизированные разрезы эффузивной толщи начала и середины 9-й палеомагнитной эпохи на участке Рейдар-фьорд—Беру-фьорд

^{1—2 —}базальты: 1 — афировые, 2 — плагиофировые; 3 — силлы долеритов; 4 — кислые туфы и игнимбриты; 5 — прослои и пачки вулканогенно-осадочных отложений разной гранулометрии; 6 — маломощные прослои красноцветных отложений ("red-bed"); 7 — необнаженные интервалы

Маркирующие пачки и горизонты: Ге — Грейнавати, С — Скесса, К — Кодлур, Кф — Камбфьядл, Хт — Хоульматиндур, Р — Рейдарфьярдар. Положение разрезов см. на рис. 20

Цикл Пачка	Мащ- насть, м	Колонка	м. Номер п. образц	a 43 SiO ₂ , Mac. % 53	Ті0 ₂ , мас.% 1233	Fe07/(Fe0'+ Mg0) 40 50 60 70 80	(Na, 0+K, 0)/(Na, 0+K, 0+Fe, 0, + Fe0+Mg0 9/ 22
2	30-90		309/13 78 316/9 301/5				
▼ 1	0hZ-0LI		316/7 C				
17 <mark>2</mark> 17 1	<u>0-20</u> 50		<u>312/4</u> 302/8		<u>\</u>	~	\$
2 111 ,	15-30 572-001		K 30016,312/1 31312,301 306/1 300/5				
<u>2</u> ∏_1	5-35 011-54		Kg <u>300/2</u> Xm 300 302/3		· ·		1
2 1 1	15-35 >150	L L L 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	P 311/3	-			

до 10% вкрапленников плагиоклаза размером 1—1,5 см, а нижние — до 50%. Западнее, возле устья скважины, пачка сложена двумя покровами плагиофировых лав общей мощностью 17 м, которые разделены афировыми разностями (8 м). В 10 км восточнее разреза 1 от пачки остается один покров мощностью 7—8 м [Helgason, Zentilli, 1982].

Таким образом, в направлении с юга на север в верхней пачке III цикла уменьшается содержание вкрапленников плагиоклаза и мощность потоков плагиофировых базальтов, хотя количество потоков в целом возрастает и их суммарная мощность увеличивается с 15 до 30 м.

IV цикл выделяется условно только на юге, в разрезе 13. Здесь выше плагиофировых базальтов Кодлур залегает несколько покровов афировых лав суммарной мощностью около 50 м. Верхняя пачка представлена покровом редкоплагиофировых оливиновых базальтов мощностью 18 м, который перекрывается редкоплагиофировыми базальтами видимой мощностью 1,5 м.

V цикл там, где отсутствует IV цикл, является довольно мощным.

Мощность нижней пачки меняется от 130-185 м (разрезы 3, 7, 8) до 200-210 м (разрезы 2, 12a, 14) и 240 м (разрез 4). В разрезе 13 ее мощность до кровли пород IV цикла равна 170 м. Эту пачку слагают потоки афировых базальтов мощностью от 5-25 м, средняя их мощность равна 9-12 м. В нижней части на разном расстоянии от подошвы пачки залегает маркирующий горизонт Скесса, сложенный ярко окрашенными сваренными туфами мощностью 7-12 м. На юге эти кислые туфы выклиниваются; в разрезе 13 их мощность менее 0,5 м, далее они не прослеживаются. Выше туфов Скесса в разрезах 2, 7, 9, 11 встречается по одному покрову плагиофировых лав мощностью 5 или 10 м, а также отдельные покровы редкоплагиофировых разностей (разрез 9), содержащие единичные вкрапленники плагиоклаза размером до 0,5 см.

Верхняя пачка V цикла известна под названием Грейнаватн. В ней всюду доминируют плагиофировые базальты. В разрезах 4, 5, 12а они слагают всю пачку, мощность которой равна соответственно 50, 68 и 30 м. Мощность отдельных потоков варьирует от 10 до 25 м. Содержание вкрапленников плагиоклаза меняется в пределах 10—30%, их размер — от 0,5 до 1,5—2 см. Иногда вверху (разрез 5) встречаются редкоплагиофировые разности с гораздо меньшими по размеру вкрапленниками (1—5 мм). В западном направлении, вкрест простирания пачки, мощность крупных плагиофировых потоков заметно уменьшается, между ними появляются маломощные (3—5 м и менее) покровы пузырчатых (миндалекаменных) афировых, нередко плагиофировых лав, а также осадочные прослои и пласты переотложенного базальтового материала. За счет этих пород мощность всей пачки местами увеличивается до 45 м (разрез 11) и 85—90 м (разрезы 2, 3, 9). На юге района ее мощность не превышает 30 м (разрезы 13, 14).

Общая мощность вулканических циклов колеблется в разных интервалах (см. рис. 22) — от 50—120 до 240—245 м (II и III циклы) и в пределах 200— 300 м (V цикл). Видимая мощность I цикла достигает 170 м, а максимальная IV цикла — 70 м. Соотношение мощностей нижней и верхней пачек меняется в большинстве случаев от 10:1 до 5:1. Только для IV цикла и в ряде разрезов (2, 3, 8) V цикла оно составляет (2,7—2,3): 1. Во всех циклах более постоянной является мощность нижних пачек. Лишь во II цикле она несколько сокращается по простиранию с юга на север (от 65 до 45 м,

Рис. 22. Сводная колонка и вариации химизма базальтов нижней части разреза эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи

^{1-5 —} базальты: 1 — афировые, 2 — пироксен-плагиофировые, 3 — плагиофировые, 4 — оливинофировые, 5 — оливин-плагиофировые; 6 — вулканогенно-обломочные породы; 7 — риолитовые туфы

М.п. — маркирующие пачки и горизонты (пояснение см. на рис. 21)

Компонент	I-2	II-1	II-2		III-1		III-2	
Romitonent	311/3	302/3	300	300/2	306/1	300/5	313/1	313/2
SiO2	44,49	47,70	44,71	46,96	46,14	46,92	46,65	 46,40
TiO2	1,71	2,90	1,70	1,85	2,77	3,66	1,38	1,20
Al ₂ O ₃	15,68	13,10	13,99	18,52	13,28	12,70	18,48	21,40
Fe ₂ O ₃	2,99	5,30	2,98	5,71	5,91	5,99	7,65	3,15
FeO	7,90	9,45	8,76	4,67	9,27	9,63	1,67	4,72
MnO	0,18	0,21	0,21	0,15	0,26	0,27	0,11	0,12
MgO	7,94	5,97	9,97	4,19	5,47	5,05	4,37	4,17
CaO	11,46	9,92	10,05	11,67	9,55	9,40	11,64	13,15
Na2O	1,89	2,78	1,72	2,63	2,75	2,79	2,63	2,55
K ₂ O	0,80	0,46	1,99	0,32	0,60	0,43	0,68	0,35
H ₂ O ⁻	1,38	1,47	1,64	1,30	1,68	1,31	1,89	0,56
H₂O⁺	2,01	0,49	2,41	0,32	0,69	0,51	2,45	1,75
P2O3	0,20	0,17	0,31	0,32	0,40	0,61	0,16	0,15
Сумма	98,63	99,92	100.44	98,61	98,77	99,27	99.76	99.67

Таблица 6 Химический состав базальтов нижней части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи

Примечание. Здесь и далее в головке таблиц первая строка: римские цифры — номера циклов, арабские — номера пачек; вторая строка — номера образцов. Обр. 300/2, 313/1, 313/2, 312/2, 301, 300/5a, 309/13, 316/9 и 301/5 — плагиофировые базальты; обр. 302/3, 306/1, 302/8 и 316/7 — афировые

	II-1	IV-1	V-1	I	V-2		
Компонент	302/3	302/8	316/7	313/1	313/2	316/9	
F	0,007	† 0,011	0,013	0,018	0,002	0,004	
CI	_	0,014	0,005	0,009	0,011	-	
S	0,07	0,08	0,005	0,005	0,005	0,04	
Li₂O	0,0011	0,0012	0,0015	0,0021	0,00075	0,00074	
Rb₂O	0,00074	0,0017	0,0024	0,0014	0,00081	0,00054	
Cs ₂ O	<0,00004	<0,00004	<0,00004	<0,00004	<0,00004	<0,00004	
SrO	0,034	0,032	0,033	0,050	0,039	0,035	
BaO	0,014	0,020	0,024	0,010	0,0083	0,0095	
NiO	0,0045	0,0025	0,0023	0,0060	0,0067	0,0062	
CoO	0,0054	0,0044	0,0050	0,0037	0,0030	0,0041	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	<0,01	0,02	0,05	0,03	
V2O3	0,08	0,08	0,08	0,05	0,04	0,06	
BaO/SrO	0,41	0,62	0,73	0,20	0,21	0,27	
NiO/CoO	0,83	0,57	0,46	1,62	2,23	1,51	
K2O/Rb2O	622	488	392	486	432	648	

Таблица 7

Элементы-примеси в базальтах нижней части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи

Примечание. Описание образцов см. табл. 6.

-		III-2		IV-1	IV-2	V-1		V-2	
; ;	312/2	301	300/5a	302/8	312/4	316/7	309/13	316/9	301/5
	46,33	50,98	46,87	48,10	43,40	50,25	46,76	46,45	47,33
	1,57	1,76	1,94	3,16	2,59	3,26	1,25	1,78	1,66
	19,72	18,86	15,91	13,04	15,76	12,83	22,82	16,75	16,88
	4,17	2,79	5,03	6,29	5,90	6,50	4,09	5,90	3,68
	4,96	5,75	6,18	9,42	7,54	8,64	3,23	5,21	6,47
	0,15	0,18	0,18	0,22	0,19	0,24	0,10	0,13	0,18
	4,56	3,19	5,51	4,28	6,90	3,96	3,52	5,41	5,53
	12,97	10,18	11,83	8,91	9,46	8,52	13,77	12,78	13,53
	2,24	2,90	2,19	3,21	2,42	3,16	2,24	2,51	1,94
	0.46	0.67	0.14	0.83	0,96	0,94	0.50	0.35	0,16
	1.14	0.82	1.94	1.13	1,90	1.10	0.89	1.49	1.26
	0.18	0.11	0.59	0.91	1,64	0.32	0.28	0.93	0.09
	0.21	0.36	0.30	0.49	0.33	0.43	0.19	0.17	0.25
	98.66	98,55	98.61	99,99	98,99	100.15	99.64	99.86	99,96

базальты; обр. 311/3 — оливин-плагиофировый базальт; обр. 300 — оливинофировый базальт; обр. 312/4 — редкоплагиофироливиновый базальт; обр. 300/5 — пироксен-плагиофировый базальт. Анализы выполнены Ю.В. Долининой (ИГЕМ АН СССР).

разрезы 12а и 4), а затем резко возрастает в том же направлении на широте Рейдар-фьорда (до 170 м и более). Мощность верхних пачек варьирует в довольно широких пределах. Слагающие их плагиофировые базальты местами полностью выклиниваются, в силу чего некоторые циклы (II и в основном IV) можно выделить не везде. В пачках плагиофировых базальтов вкрапленниками относительно обогащены потоки, залегающие в их основании, а в самих покровах фенокристаллов больше в прикровлевых частях. С плагиофировыми лавами часто ассоциируют оливинсодержащие разности (I, II и III циклы).

Изменение количества и мощности потоков плагиофировых базальтов было связано, вероятно, с близостью или удаленностью магмоподводящих зон. Исходя из этого, можно предположить, что излияния плагиофировых базальтов Рейдарфьярдар происходили на изученной площади в различных местах — сравнительно недалеко от разреза 12a и в районе скважины IRDP. Более молодые платиофировые лавы Камбфьядл продуцировались, скорее всего, близко от разреза 1; отсюда они сокращаются в мощности и выклиниваются в обоих направлениях вкрест простирания, а также по простиранию на юг, но на большем расстоянии. Похожая закономерность в распространении лавовых потоков существовала и во время накопления плагиофировых базальтов Кодлур. Только с севера на юг наблюдается более сложное строение этой пачки по сравнению с предыдущей: количество слагающих се потоков меняется от четырех до двух. затем увеличивается до трех и сокращается потом до одного; при этом мощность последнего потока более чем вдвое превосходит мощность отдельных потоков в разрезах, расположенных севернее. В южном направлении отчетливо уменьшается мощность и самой верхней пачки Грейнаватн. Но для нее примечательна и другая тенденция: вкрест простирания с востока на запад выдержанные потоки плагиофировых базальтов повсеместно начинают перемежаться с



Рис. 23. Варнационная диаграмма (Na₂O + K₂O) – SiO₂ для базальтов нижней части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи

1, 2 — базальты: 1 — афировые, 2 — плагиофировые; I—V — вулканические циклы

небольшими пачками маломощных покровов, имевших другой, более западный магматический источник. Вероятно, таким источником служил зарождавшийся вулканический центр Брейддалур, по периферии которого и происходило сопряжение плагиофировых платобазальтов, изливавшихся восточнее, и первых продуктов деятельности вулканического центра, а также связанных с вулканитами осадочных прослоев.

Петрография и петрохимия платобазальтов. Вещественный состав базальтов нижней

части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи рассмотрен в рамках вулканических циклов.

Афировые и редкоплагиофировые базальты, слагающие нижние части вулканических циклов, не содержат вкрапленников каких-либо минералов или, в случае редкоплагиофировых базальтов, содержат 1-2% фенокристаллов плагиоклаза (~40%), моноклинного пироксена (~45%), титаномагнетита (~10%) и мезостазиса (~5%). По своему химизму (табл. 6, 7; рис. 23) афировые и редкоплагиофировые базальты относятся к породам нормальной щелочности (толеитовым) калиево-натриевой и реже натриевой серий — Na₂O/K₂O = 3,36—6,04, среднее 4,47. Содержание SiO₂ колеблется в пределах 46,14—50,25%, среднее -48,0%. Породы отличаются высоким содержанием TiO₂ — 2,77—3,26% среднее 3,02% — и высоким уровнем общей железистости — FeO'/(FeO' + MgO) = 0,70—0,78, среднее 0,37. Уровень глиноземистости афировых базальтов также невысок — Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO) = 0,63—0,67, среднее 0,65. Общая щелочность афировых и редкоплагиофировых базальтов — (Na₂O + K₂O)/(Na₂O + K₂O + Fe₂O₃ + FeO + MgO) — колеблется в пределах 0,13—0,18, среднее 0,15.

В ассоциации с афировыми базальтами изредка встречаются редкопироксенплагиофировые тонкозернистые базальты (обр. 300/5) с вкрапленниками плагиоклаза (битовнит An_{85}) и единичными фенокристаллами моноклинного пироксена. Основная масса породы сложена плагиоклазом — лабрадором An_{60} , моноклинным пироксеном — авгитом $Wo_{48}En_{30}Fs_{22}$ и титаномагнетитом с 27,72% TiO₂. По своему химизму редкопирксен-плагиофировые базальты близки к афировым базальтам, но отличаются от них более высокими содержаниями TiO₂, повышенными значениями отношения Na₂O/K₂O и более низкими величинами отношения Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO).

При сравнении петрохимических характеристик афировых базальтов последовательных вулканических циклов (от II до V) выявляются закономерные изменения химизма этих пород, выраженные возрастанием вверх по разрезу содержаний SiO₂ (47,70—46,14—48,10—50,25%) и TiO₂ (2,90—2,77—3,16—3,26%), а также значений отношений FeO'/(FeO' + MgO) (0,63—0,64—0,65—0,67), (Na₂O + K₂O)/(Na₂O + K₂O + Fe₂O₃ + FeO + MgO) (0,63—0,64—0,65—0,67), Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO) (0,63—0,64—0,65—0,67), Fe₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO) (0,27—0,39—0,40—0,43), BaO/SrO (0,41—0,62—0,73) при уменьшении величин Na₂O/K₂O (6,04—4,58—3,87—3,36), NiO/CoO (0,83—0,57—0,46) и K₂O/Rb₂O (622—488—392).

Все эти данные свидетельствуют об уменьшении основности афировых базальтов вверх по разрезу третичных базальтов 9-й палеомагнитной эпохи под пачкой Грейнаватн, т.е. о гомодромной тенденции эволюции их составов.

Плагиофировые базальты, завершающие разрез каждого вулканического цикла (обр. 300/2, 301, 301/5, 300/5а, 309/13, 313/1—2, 316/9), обладают базовыми чертами сходства, что позволяет дать их обобщенное описание.

Макроскопически это порфировые породы с тонкозернистой темно-серой основной массой, в которой в количестве от нескольких процентов до 40% содержатся вкрапленники плагиоклаза размером от нескольких миллиметров до 2,5 см. Под микроскопом видно, что основная масса породы имеет долеритовую и интерсертальную структуру и состоит из лейст плагиоклаза — лабрадора An_{62-55} (содержание плагиоклаза в основной массе базальтов с максимальным количеством вкрапленников 22%), моноклинного пироксена (авгита) $Wo_{38-48}En_{44-38}Fs_{18-21}(28\%)$ и титаномагнетита (~9%), содержащего от 21,48 до 25,40% TiO₂. Вкрапленники плагиоклаза представлены битовнитом An_{85-78} .

По своему химизму (см. табл. 6, 7) все плагиофировые базальты являются породами нормальной щелочности (толеитовыми) с величиной коэффициента общей щелочности (Na₂O + K₂O)/(Na₂O + K₂O + Fe₂O₃ + FeO + MgO) = 0,11—0,29. Среднее значение этого коэффициента 0,18. По соотношению Na₂O/K₂O, варьирующему в пределах 3,87—15,64 (среднее значение 7,55), плагиофировые базальты относятся к породам натриевой серии. В соответствии с повышенным содержанием плагиоклаза, практически все плагиофировые базальты являются высокоглиноземистыми породами с величиной коэффициента Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO) = = 0,95-2,1, среднее значение 1,27.

Плагиофировые базальты характеризуются высокой степенью окисления железа — величины коэффициента $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$ достигает значения 0,82, составляя в среднем 0,5. Содержание TiO₂ колеблется в пределах 1,20—1,94% при среднем содержании 1,60%. Геохимические характеристики плагиофировых базальтов приведены в табл. 7.

Наряду с общими чертами сходства состава и строения, позволяющими рассматривать плагиофировые базальты как единую группу пород, существуют особенности, указывающие на наличие в рамках этой единой группы двух достаточно четко индивидуализированных разновидностей.

Наиболее существенные различия этих разновидностей плагиофировых базальтов связаны с величиной коэффициента общей железистости. Одна разновидность плагиофировых базальтов, которая по распространенности является доминирующей, характеризуется величиной FeO'/(FeO' + MgO) = 0,60-0,66, среднее 0,65 (обр. 300/5a, 301/5, 309/13, 312/2, 312/1, 313/2, 316/9). Вторая разновидность имеет заметно более высокую железистость FeO'/(FeO' + MgO) = 0,70-0,72, среднее 0,71 (обр. 300/2, 301), величина которой позволяет отнести эти породы к ферробазальтам.

Большинство других химических параметров плагиофировых базальтов нормальной и высокой железистости также отличаются друг от друга. Ферробазальты отличаются от базальтов нормальной железистости более высокими содержаниями SiO₂ и TiO₂, повышенным уровнем общей щелочности и калиевости (см. табл. 6). Минеральный состав плагиофировых базальтов нормальной и высокой железистости находится в соответствии с их химизмом. Ферробазальты, в частности, отличаются менее кальциевым составом плагиоклазов как вкрапленников, так и основной массы выделений этого минерала.

Все отмеченные особенности состава двух разновидностей плагиофировых базальтов, на фоне их базового сходства, свидетельствуют о том, что плагиофировые ферробазальты являются менее основными производными тех же расплавов, из которых образовались и плагиофировые базальты нормальной железистости. Сравнение петрохимических параметров однотипных плагиофировых базальтов, занимающих разное положение в разрезе, не выявляет отчетливых тенденций в их вариациях. В то же время сопоставление составов плагиофировых базальтов, принадлежащих к одной разновидности и к одному циклу, но развитых в различных частях изученного района, показывает, что в направлении с юга на север, т.е. в целом по простиранию лавовой толщи, закономерно уменьшается глиноземистость пород (от 1,78 до 0,95 в плагиофировых базальтах III цикла и от 2,10 до 1,01 в базальтах V цикла) и их общая щелочность (от 0,29 до 0,20 в III цикле и от 0,21 до 0,11 в V цикле).

В составе ассоциации пород верхних пачек вулканических циклов наряду с плагиофировыми базальтами в резко подчиненном количестве встречаются редкоплагиофировые оливиновые базальты (обр. 312/2), оливин-плагиофировые базальты (обр. 311/3) и оливинофировые базальты (обр. 300), которые обладают рядом общих особенностей.

Общей характерной чертой минерального состава является присутствие в этих породах оливина, содержание которого в оливин-плагиофировых и оливинофировых базальтах составляет 8—9%. Содержание плагиоклаза в породах этой группы варьирует в пределах 50—55%, а количество вкрапленников этого минерала — от единичных зерен в оливинофировых базальтах до 10—12% в оливинплагиофировых базальтах. Содержание моноклинного пироксена 30—35%, титаномагнетита 4—6%.

Химический состав базальтов этой группы также специфичен. Они отличаются низкими содержаниями SiO₂ (43,40—44,71%) и повышенными концентрациями TiO₂ (1,70—2,52%). Для них характерна низкая общая железистость — FeO'/ /(FeO' + MgO) = 0,53—0,65 — и невысокая степень окисления железа — Fe₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO) = 0,25—0,44. Породам описываемой группы свойственны минимальные для базальтов изученного разреза отношения Na₂O/K₂O₃, составляющие 0,86—2,52, что указывает на принадлежность этих базальтов к калиевой и калиево-натриевой сериям щелочности.

Все эти характеристики свидетельствуют о повышенной щелочности оливиновых базальтов из верхних частей вулканических циклов, и, действительно, по соотношению SiO₂ и Na₂O + K₂O (см. рис. 23) оливинофировые и редкоплагиофировые базальты относятся к субщелочным (щелочным) породам.

Сопоставление составов афировых и плагиофировых базальтов, что практически означает сопоставление составов базальтов нижних и верхних пачек вулканических циклов, отчетливо выявляет бо́льшую основность плагиофировых базальтов (см. рис. 22). Плагиофировые базальты по сравнению с афировыми содержат меньше SiO₂, TiO₂, BaO, CoO, V₂O₅ и характеризуются меньшими значениями отношений FeO'/(FeO' + MgO) и BaO/SrO. В то же время плагиофировые базальты обогащены SrO, NiO, Cr₂O₃ и имеют более высокие показатели коэффициентов Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO), (Na₂O + K₂O)//(Na₂O + K₂O) Na₂O/K₂O, Fe₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO), NiO/CoO.

Из приведенных материалов следует, что в рамках каждого цикла петрогеохимическая эволюция вулканизма имеет четкий антидромный характер. Слабее выраженная антидромная тенденция выдерживается и в целом по разрезу. Так, коэффициенты FeO'/(FeO' + MgO) для средневзвешенных составов базальтов циклов II—V представлены рядом: 0,74—0,74—0,72—0,67.

. . .

На основании приведенных данных можно сделать следующие выводы о процессах формирования платобазальтов.

1. Третичный базальтовый магматизм Восточной Исландии на этапе формирования нижней части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи имел отчетливо

цикличный характер, выраженный закономерным чередованием в разрезе пачек афировых и плагиофировых базальтов.

2. В начальную фазу каждого цикла изливались высокожелезистые расплавы, из которых формировались пачки афировых базальтов. Во вторую фазу формировались в целом существенно более магнезиальные плагиофировые базальты.

3. Антидромный (от менее основных к более основным породам) тренд эволюции базальтового вулканизма в рамках каждого цикла, видимо, связан с последовательным (от кровли в подошве) опорожнением вертикально дифференцированного магматического очага.

4. В период затухания вулканической деятельности, между фазами образования нижней и верхней пачек каждого цикла, остаточные расплавы повышенной основности в придонных частях магматической камеры претерпевали дифференциацию, обогащались вкрапленниками в ходе внутриочаговой кристаллизации и летучими, а также щелочами за счет флюидного потока из центральной зоны магмообразования.

При повторном вскрытии очага расплавы, в верхней части своего объема относительно обогащенные вкрапленниками плагиоклаза (флотация) и летучими компонентами, дали начало покровам плагиофировых базальтов с максимальным содержанием вкрапленников, высокой степенью окисления железа, мощными прикровлевыми зонами мандельштейнов.

Верхняя часть разреза эффузивной толщи

Геологическое строение толщи платобазальтов. Анализ вещественных, структурных и морфологических вариаций базальтовых лав в сводном разрезе эффузивной толщи над горизонтом Грейнаватн с полной определенностью указывает на цикличное строение толщи, выраженное двукратным повторением в разрезе последовательности из трех эффузивных пачек (снизу вверх): 1) афировые базальты, 2) пироксен-плагиофировые базальты, 3) афировые и плагиофировые оливиновые базальты.

Первый (нижний) цикл сформировался в ходе ранней фазы вулканической активности, имеет реконструированную мощность примерно 490 м и включает в себя три эффузивные пачки (рис. 24):

Таким образом, вверх по разрезу I цикла наблюдается: 1) уменьшение роли кавернозных (миндалекаменных) базальтов и вулканогенно-обломочных пород; 2) появление оливинсодержащих базальтов; 3) возрастание средней мощности лавовых потоков и покровов.

Все эти тенденции укладываются в стандартную схему развития вулканизма, связанного с единым умеренно дифференцированным очагом магмы, когда излияния первых порций базальтовых расплавов с повышенным содержанием газовой фазы приводят к образованию шлаковидных пород и перемежаются с выбросами пирокластики. По мере истощения газовой фазы импульсы истечения лав становятся более длительными, а мощность покровов и потоков соответственно

¹Раздел написан Ю.И. Дмитриевым.



Рис. 24. Схематизированные разрезы эффузивной толщи второй половины 9-й палеомагнитной эпохи 1-3 — базальты (а — нормальные, б — оливиновые, в — миндалекаменные): 1 — афировые, 2 — пироксен-плагиофировые, 3 — плагиофировые; 4 — вулканогенно-обломочные породы; 5 — андезитобазальты; 6 — риолиты (а) и их туфы (б); 7 — необнаженные интервалы Положение разрезов см. на рис. 20

все более значительной. При подаче расплавов из все более глубоких частей магматической камеры в них последовательно возрастает содержание кумулятивной тугоплавкой фазы — оливина.

Второй (верхний) цикл также состоит из трех пачек, по базовым характеристикам сходных с пачками I цикла (см. рис. 24):

В хронологической последовательности лав II цикла, как и в I цикле, отмечается нарастание содержаний оливина в составе пород, причем этот минерал начинает играть заметную роль уже в породах пачки пироксен-плагиофировых базальтов. Аналогично I циклу наблюдается увеличение мощности эффузивных тел вверх по разрезу цикла, но шлаковые породы и вулканогенно-обломочные отложения в составе образований II цикла сколько-нибудь широко не представлены.

Здесь, как и в случае последовательности базальтовых покровов, объединенных в I цикл, мы, судя по всему, имеем дело с производными единого умеренно дифференцированного магматического очага, служившего источником более основных и менее богатых летучими расплавов по сравнению с исходными магмами I вулканического цикла.

Петрография и петрохимия платобазальтов. Вещественный состав базальтов рассмотрен в рамках вулканических циклов, выделенных в верхней части разреза эффузивной толщи.

Цикл I объединяет последовательность эффузивных и туфогенных пород, сформировавшихся в фазу вулканической активности после образования маркирующего горизонта плагиофировых базальтов Грейнаватн.

Пачка афировых базальтов, которой начинается разрез I цикла, сложена породами, которые состоят из плагиоклаза An_{27} (андезин) ~40%, моноклинного пироксена $Wo_{35}En_{40}Fs_{25}$ (авгит) ~45%, титаномагнетита (TiO₂ ~26%) и ильменита ~ 10%, мезостазиса ~5%. Структура долеритовая и интерсертальная. Текстура иногда трахитоидная.

По своему химизму (табл. 8—13) афировые базальты — высокожелезистые и высокотитанистые породы натриевого ряда.

Пачка пироксен-плагиофировых базальтов сложена в основной массе базальтами из плагиоклаза An_{61} (лабрадор) ~35%, моноклинного пироксена $Wo_{39}En_{41}Fs_{20}$ (авгит) ~27%, титаномагнетита (TiO₂ ~23%) и ильменита ~5%, редких зерен оливина и вторичных минералов, содержатся вкрапленники плагиоклаза An_{82} (ядро) — An_{60} (край) ~27% и моноклинного пироксена 3%, которые иногда образуют гломеропорфировые сростки. Одинаковость состава внешних зон вкрапленников плагиоклаза и лейст этого минерала в основной массе породы указывает на непрерывность процесса кристаллизации полевого шпата.

Структура основной массы пироксен-плагиофировых базальтов микродолеритовая, текстура нередко трахитоидная.

Данные по химическому составу пироксен-плагиофировых базальтов указывают на их высокожелезистый и высокоглиноземистый состав, а также на принадлежность к породам натриевого ряда.

Пачка оливиновых афировых и плагиофировых базальтов завершает разрез І цикла. Афировые базальты в составе пачки сложены плагиоклазом *Апот* (лабрадор)

Ta	6	л	H	Ц	8	8	
----	---	---	---	---	---	---	--

Химический состав базальтов верхней части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи

	I-1	I-2		1	I	-3					
Компонент	66/1	69	284и	326и	331н	336и	285н				
SiO2	50,00	47,45	48,21	46,37	45,19	46,15	47,85				
TiO ₂	3,43	2,12	2,96	2,66	2,25	2,00	2,14				
Al ₂ O ₃	13,40	18,00	13,63	14,16	15,90	15,75	13,83				
Fe ₂ O ₃	6,19	4,25	15,17	15,86	14,17	12,92	13,76				
FeO	9,19	6,39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.				
MnO	0,29	0,15	0,22	0,22	0,19	0,17	0,20				
MgO	3,73	4,67	5,31	6,56	7,85	7, 69	6,85				
CaO	8,13	12,34	10,25	10,36	10,54	11,51	11,75				
Na ₂ O	3,46	2,45	2,63	2,57	2,40	2,25	2,37				
K₂O	0,61	0,31	0,38	0,39	0,55	0,07	0,34				
H₂O⁻	0,74	0,76	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.				
H₂O⁺	0,55	0,70	*		*	*					
P ₂ O ₅	0,24	0,19	0,32	0,37	0,33	0,25	0,30				
Сумма	99,96	99,78	99,08	99,52	99,37	98,76	99,39				
16	II-3										
Компонент	50	50/1	50/2	53/4	53/6	53/8	53/9	<u> </u>			
SiO ₂	47,35	46,90	46,90	47,10	47,20	47,15	45,70				
TiO ₂	2,18	2,66	2,35	2,68	2,84	2,73	3,82				
Al ₂ O ₃	15,40	14,90	15,20	14,35	14,15	15,70	13,40				
Fe ₂ O ₃	4,41	5,29	6,62	5,58	5,05	5,90	7,17				
FeO	7,64	7,75	6,10	7,94	8,32	6,66	7,09				
MnO	0,16	0,19	0,15	0,17	0,18	0,17	0,15				
MgO	6,39	5,90	5,67	5,74	5,91	5,70	6,09				
CaO	12,04	10,90	12,03	11,24	10,90	11,20	10,10				
Na ₂ O	2,15	2,45	2,05	2,80	2,91	2,48	2,69				
K₂O	0,26	0,49	0,27	0,20	0,49	0,35	0,39				
H ₂ O ⁻	1,14	1,15	1,27	1,35	1,17	1,13	2,46				
H₂O⁺	0,66	0,77	0,70	0,82	0,75	0,46	1,17				
P ₂ O ₅	0,18	0,21	0,17	0,25	0,26	0,17	0,35				
Сумма	99,96	99,56	99,48	100.22	100,13	99,80	100,58				

Примечание. Обр. 66/1, 343и, 298и — афировые базальты; обр. 69, 284и, 345и, 348и, 252и пироксен-плагиофировые базальты; обр. 326и, 331и, 53/10, 70/4, 71, 70/3 — афировые оливиновые базальты; обр. 50, 51/1, 50/2 — пироксен-плагиофировые оливиновые базальты; 336и, 285и, 288и, 289н, 53/4, 53/6, 53/8, 53/9, 58/3, 55, 54/1, 54 — плагиофировые оливиновые базальты. Аналитики: Ю.В. Долинина, С.И. Вронская (ИГЕМ АН СССР), Д.Я. Чопоров (ГИН АН СССР).

~48%, моноклинным пироксеном Wo42En38Fs20 (авгит) ~38%, оливином Fo75 (хризолит) ~2% и титаномагнетитом (TiO₂ ~18%) 10%, мезостазисом ~2%.

В основной массе афировых базальтов в виде единичных зерен встречаются вкрапленники плагиоклаза Ап₇₄ (битовнит).

Структура афировых базальтов пойкилофитовая, интерсертальная, микродолеритовая. Химизм афировых базальтов (см. табл. 9) указывает на их принадлежность к нормальным породам натриевой серии.

Плагиофировые базальты, ассоциирующие в составе пачки с афировыми базаль-92

	I-3		I	-1		lI-2	
288н	286и	289и	343и	298и	345н	348н	252и
47,78	47,79	47,12	48,05	47,91	48,27	47,31	47,17
2,13	1,63	1,82	3,22	3,42	2,22	2,36	2,17
13,66	16,89	15,22	12,71	12,51	14,40	14,61	14,93
13,64	10,78	12,26	16,73	16,87	13,13	13,26	12,78
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,21	0,15	0,17	0,25	0,23	0,21	0, 19	0,18
7,06	6,74	7,28	4,87	4,88	6,15	6,23	6,49
12,25	12,81	12,70	9,23	9,48	11,64	11,59	12,02
2,42	2,24	2,30	2,90	2,94	2,33	2,38	2,33
0,29	0,46	0,30	0,43	0,56	0,79	0,33	0,30
Не опр. "	Не опр. *	Не опр. "	Не опр. "	Не опр. "	Не опр. *	Не опр.	Не опр
0.33	0.26	0.27	0.43	0.56	0.32	0.31	0.28
99, 77	99,45	99,44	98,82	99,36	99,46	98,57	98,65
			I	[-3	<u> </u>		
53/10	58/3	55	54/1	54	70/4	71	70/3
46.10	45.60	43.90	47.20	46.90	45.55	46.10	46.15

3,36

14,90

4,71

8,09

0,19

5,17

10,72

2,66

0.25

1.08

0,72

0.38

99,43

3.13

14,50

5,34

8,60

0.20

5,34

10,35

2,69

0.28

1,16

0,68

0.35

99,52

2.35

14,70

3,02

8,44

0.16

7,39

10,66

2,28

0,28

1,68

2.85

0.31

99,67

2.76

14,00

7,15

6,52

0,17

6,48

10,54

2,30

0,28

2,39

1.07

0,24

100,00

3.28

13,50

5,86

8,90

0,19

6,63

10,60

2,41

0,32

1,04

0.56

0,29

99,73

2.68

15,25

8,60

5,22

0,18

7,17

10,17

2,51

0,28

1,03

0.43

0,10

99,72

2,35

15,00

2,10

9,72

0,18

8,64

10,90

2,13

0,15

1,12

1.76

0,22

99,87

2,93

14,40

3,49

10,27

0,20

6,81

9,93

2,64

0,37

1,87

2,51

0,28

99,60

тами, состоят из базиса: плагиоклаз An₆₀ (лабрадор) — 52%, моноклинный пироксен Wo42En42Fs16 (авгит) — 36%, оливин Fo80 (хризолит) ~2%, титаномагнетит и ильменит ~7%, а также из вкрапленников плагиоклаза An65 (лабрадор) — 3%. Структура пород пойкилофитовая, долеритовая и микродолеритовая.

По химическим параметрам плагиофировые базальты — нормальные породы натриевой серии с повышенной глиноземистостью и весьма высоким значением отношения Na₂O/K₂O.

От афировых базальтов, с которыми они ассоциируют в составе пачки,

Таблица 9

Элементы-примеси в базальтах верхней части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи

Kananana	1-1	II-3								
KOMIIOHEHT	66/1	69	50	50/1	50/2					
F	0,09	0,02	0,03	0,03	0,02	1				
Cl	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04					
Li ₂ O	0,0016	0,00088	0,00066	0,00013	0,00038					
Rb ₂ O	0,00093	0,00071	0,00072	0,00068	0,00054					
Cs ₂ O	<0,00002	<0,00002	0,00007	0,00003	0,00005					
SrO	0,041	0,045	0,039	0,038	0,038					
BaO	0,025	0,0093	0,0088	0,015	0,011					
NiO	-	0,0048	0,0080	0,0069	0,0075					
CoO	0,0031	0,0048	0,0049	0,0053	0,0050					
Cr ₂ O ₃	0,001	0,003	0,021	0,015	0,015					
V2O3	0,034	0,057	0,065	0,068	0,070					
BaO/SrO	0,61	0,21	0,22	0,39	0,29					
NiO/CoO	-	1,00	1,63	1,30	1,50					
K2O/Rb2O	656	437	361	721	500					

Компонент	11-3									
компонент	54/1	54	70/4	71	70/3					
F	0,01	0,04	0,02	0,03	0,03					
Cl	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03					
Li ₂ O	0,0010	0,00083	0,00067	0,00077	0,00094					
Rb ₂ O	0,00034	0,00037	0,00066	0,00097	0,00080					
Cs ₂ O	<0,00002	≤0,00002	0,00003	<0,00002	0,00002					
SrO	0,40	0,039	0,031	0,035	0,037					
BaO ·	0,014	0,016	0,015	0,011	0,0091					
NiO	0,0053	0,0054	0,013	0,0090	0,0078					
CoO	0,0053	0,0055	0,0056	0,0058	0,0064					
Cr ₂ O ₃	0,004	0,011	0,018	0,016	0,001					
V ₂ O ₅	0,080	0,071	0,065	0,073	0,074					
BaO/SrO	0,47	0,41	0,48	0,31	0,25					
NiO/CoO	1,00	0,98	2,32	1,55	1,22					
K ₂ O/Rb ₂ O	735	757	424	289	400					

Примечание. Описание образцов см. в табл. 8.

плагиофировые базальты отличаются наличием вкрапленников плагиоклаза, более магнезиальным составом моноклинного пироксена и оливина, а также более высокой общей магнезиальностью, глиноземистостью, натриевостью при существенно более низких содержаниях TiO₂.

Обращает на себя внимание менее кальциевый состав плагиоклаза в плагиофировых базальтах по сравнению с плагиоклазом афировых базальтов, что находится в противоречии с более основным (магнезиальным) характером плагиофировых пород. На возможной причине этого несоответствия мы остановимся

53/4	53/6	53/8	53/9	53/10	58/3	55
<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,02	0,02	0,03
0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
0,00064	0,0010	0,00065	0,00072	0,00085	0,00067	0,0009
0,00011	0,00058	0,00039	0,00015	0,00050	0,00048	0,0011
<0,00003	<0,00003	<0,0002	<0,0003	<0,00002	<0,00002	<0,00002
0,05	0,04	0,041	0,034	0,037	0,028	0,041
0,01	0,01	0,014	0,013	0,013	0,071	0,013
0,01	0,002	0,0070	0,0073	0,016	0,022	0,014
0,0055	0,0054	0,0051	0,0055	0,0068	0,0065	0,0063
0,016	0,032	0,005	0,024	0,013	0,045	0,026
0,071	0,070	0,065	0,078	0,059	0,065	0,062
0,20	0,25	0,34	0,38	0,35	0,25	0,32
1,02	1,17	1,37	1,33	2,35	3,38	2,22
1818	845	897	2600	560	312	336

При последовательном сопоставлении минерального и химического состава базальтов трех эффузивных пачек I вулканического цикла, т.е. афировых, пироксен-плагиофировых и оливиновых афировых и плагиофировых базальтов, вполне четко выявляется нарастание основности пород вверх по разрезу.

Как видно из табл. 10—12, от афировых к пироксен-плагиофировым и далее оливиновым афировым и плагиофировым базальтам последовательно возрастает содержание кальция в плагиоклазе ($An_{47}-An_{61}-An_{67}$), магния в моноклинном пироксене ($En_{40}-En_{41}-En_{42}$) и одновременно уменьшаются железистость моноклинных пироксенов ($Fs_{25}-Fs_{20}-Fs_{20-16}$) и одновременно ТіО₂ в титаномагнетите (26—23—18%). В согласии с составом минералов варьирует и химизм сложенных ими базальтов.

В валовом химическом составе пород возрастание основности базальтов вверх по разрезу цикла выражено уменьшением общей железистости FeO'/(FeO'+MgO) от 0,80 до 0,64—0,61; общей щелочности (Na₂O+K₂O)/(Na₂O+K₂O+Fe₂O₃+FeO+ +MgO) от 0,17 до 0,12; падением концентраций SiO₂ от 50,0 47,28—45,49% и TiO₂ от 3,43 до 2,41—1,94% при увеличении отношения Na₂O/K₂O от 5,7 до 7,2—14,0.

Возрастание основности базальтов вверх по разрезу эффузивной толщи указывает на антидромный характер эволюции вулканизма, в ходе которого были сформированы породы описанных выше лавовых пачек.

Антидромную последовательность изменения состава соответствующих исходных расплавов логичнее всего связать с вертикальной дифференцированностью питающего магматического очага (более железистые расплавы у кровли, более магнезиальные в придонной части) и с прогрессирующей внутриочаговой кристаллизацией магмы в ходе его дренажа.

В этом случае при вскрытии очага в ходе излияний будет последовательно нарастать магнезиальность лав и содержание в них вкрапленников. Причем неоднократно описанная в литературе флотация ранних выделений плагиоклаза приведет к тому, что более кальциевыми фенокристаллами этого минерала будут обогащены не поздние плагиофировые оливиновые базальты, а более ранние пироксен-плагиофировые базальты. В оливиновых же плагиофировых базальтах вкрапленники плагиоклаза будут принадлежать уже к более поздней

Таблица 10	
Состав плагноклазов в базальтах 9-й палеомагнитной эпохи	ı.

1	69 55,10 28,90 0,70 0,11 11,10 4,30 0,20 100,41 2,47: 7 1,52: 5 0,020 100,41 2,47: 7 1,52: 5 0,020 100,41 52: 5 0,020 100,41 52: 5 0,020 100,41 52: 5 0,020 100,41 52: 5 0,020 100,41 52: 53: 54: 54: 54: 54: 54: 54: 54: 54: 54: 54		3,20 8,50 0,93 0,11 1,60 4,30 0,21 8,85 2,439 1,540 0,035 0,570 0,007 0,035 0,570 0,007 0,382 0,012 0,9 1,2	33/ 48,79 31,30 0,42 0,17 15,36 2,97 0,07 99,08 2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	74 50,57 30,41 0,79 0,20 14,26 3,91 0,11 100,25 2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
00 48,90 03 32,30 34 0,68 08 0,12 19 15,60 75 2,005 41 99,65 70 2,243 - - 56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 81,6 18,1 0,3 -	55,10 28,90 0,70 0,11 11,10 4,30 0,20 100,41 2,47: 1,52: 0,02: 1,52: 0,02: 0,03: 0,01 59,6 39,2 1,2	1 2 2 3 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9	3,20 8,50 0,93 0,11 1,60 4,30 0,21 8,85 2,439 1,540 0,035 0,035 0,035 0,007 0,382 0,012 0,9 7,9 1,2	48,79 	50,57 			
		2 1 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9	 8,50 0,93 0,11 1,60 4,30 0,021 8,85 2,439 1,540 0,035 0,570 0,035 0,570 0,007 0,382 0,012 0,9 7,9 1,2					
33 32,30 34 0,68 98 0,12 19 15,60 75 2,00 22 0,05 41 99,65 70 2,243 - - 56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 4 81,6 18,1 0,3	28,90 0,70 0,11 11,10 4,30 0,20 100,41 4 2,47: 	2 1 9 5 6 6 6 6 6 6 7 6 6 6 7 6 7 6 7 6 7 6 7	8,50 0,93 0,11 1,60 4,30 0,21 8,85 2,439 	31,30 0,42 0,17 15,36 2,97 0,07 99,08 2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	30,41 0,79 0,20 14,26 3,91 0,11 100,25 2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
34 0,68 08 0,12 19 15,60 75 2,00 22 0,05 41 99,65 70 2,243 - - 56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 4 81,6 18,1 0,3	0,70 0,11 11,10 4,30 0,20 100,41 4 2,47: 	1 9 5 (4 (7 (4 (6 37 1	0,93 0,11 1,60 4,30 0,21 8,85 2,439 	0,42 0,17 15,36 2,97 0,07 99,08 2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	0,79 0,20 14,26 3,91 0,11 100,25 2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
08 0,12 19 15,60 75 2,00 22 0,05 41 99,65 70 2,243 - - 56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 4 81,6 18,1 0,3	0,11 11,10 4,30 0,20 100,41 2,47: 	1 9 5 (4 (7 (4 (1 (6 37 1 1	0,11 1,60 4,30 0,21 8,85 2,439 	0,17 15,36 2,97 0,07 99,08 2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	0,20 14,26 3,91 0,11 100,25 2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
49 15,60 75 2,00 22 0,05 41 99,65 70 2,243 - - 56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 81,6 18,1 0,3 -	11,10 4,30 0,20 100,41 4 2,47: 	1 9 5 (4 (7 (4 (6 37 1 1	1,60 4,30 0,21 8,85 2,439 	15,36 2,97 0,07 99,08 2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	14,26 3,91 0,11 100,25 2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
75 2,00 22 0,05 41 99,65 70 2,243 	4,30 0,20 100,41 2,47: 	9 5 (4 (7 (4 (6(37 1	4,30 0,21 8,85 2,439 	2,97 0,07 99,08 2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	3,91 0,11 100,25 2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
22 0,05 41 99,65 70 2,243 56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 - 81,6 18,1 0,3 	0,20 100,41 2,47: 	9 5 (4 (7 (4 (6(37	0,21 8,85 2,439 1,540 0,035 0,570 0,035 0,007 0,082 0,012 0,9 7,9 1,2	0,07 99,08 2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	0,11 100,25 2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
41 99,65 70 2,243 	100,41 2,47: 	9 5 (4 (7 (4 (6(37	8,85 2,439 1,540 0,035 0,570 0,007 0,382 0,0012 0,9 7,9 1,2	99,08 2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	100,25 2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
70 2,243 56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 - 81,6 18,1 0,3 тен-	2,47: 1,52: 0,02: 0,53: 0,00: 0,37: 0,01 59,6 39,2 1,2) 5 (4 (7 (4 (6(37) 1 (2,439 1,540 0,035 0,570 0,007 0,382 0,012 0,9 7,9 1,2	2,253 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	2,304 1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
 56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 - 81,6 18,1 0,3 		9 5 () 7 () 1 () 6(3)		 1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4				
56 1,747 31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 81,6 18,1 0,3 тен-	1,52 0,020 0,53 0,000 0,37 0,01 59,6 39,2 1,2) 5 (4 (7 (4 (1 (6(3) 3)	1,540 0,035 0,570 0,007 0,382 0,012 0,9 7,9 1,2	1,703 0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	1,632 0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
31 0,026 96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 81,6 18,1 0,3 тен-	6 0,02/ 7 0,53 8 0,00 8 0,37 8 0,01 59,6 39,2 1,2	5 () 7 () 1 () 6() 37	0,035 0,570 0,007 0,382 0,012 0,9 7,9 1,2	0,016 0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	0,030 0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
96 0,767 05 0,008 77 0,178 12 0,003 81,6 18,1 0,3 ren-	2 0,53 3 0,00 4 0,37 5 0,01 59,6 39,2 1,2	4 (7 (4 (6(31	0,570 0,007 0,382 0,012 0,9 1,2	0,760 0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	0,696 0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0,6			
05 0,008 77 0,178 12 0,003 81,6 18,1 0,3 тен-	8 0,00 8 0,37 8 0,01 59,6 39,2 1,2	7 () 1 () 1 () 6() 31	0,007 0,382 0,012 0,9 1,2	0,011 0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	0,014 0,345 0,006 66,9 32,5 0.6			
77 0,178 12 0,003 81,6 18,1 0,3 жн-	8 0,376 0,01 59,6 39,2 1,2	4 () 1 () 6() 31	0,382 0,012 0,9 7,9 1,2	0,265 0,004 74,1 25,5 0,4	0,345 0,006 66,9 32,5 0.6			
12 0,003 81,6 18,1 0,3 кен-	8 0,01 59,6 39,2 1,2	i (6(31	0,012 0,9 7,9 1,2	0,004 74,1 25,5 0,4	0,006 66,9 32,5 0.6			
81,6 18,1 0,3 юн-	59,6 39,2 1,2	60 31 1	0,9 7,9 1,2	74,1 25,5 0,4	66,9 32,5 0.6			
18,1 0,3 юн-	39,2 1,2	31 i	7,9 1,2	25,5 0,4	32,5			
0,3	1,2	1	1,2	0,4	0.6			
ен-					0,0			
	Основаная масса							
	-			•				
50/2		53/	10	5	8/3			
53.5	52,7	50,6	55.0	55.0	T 54.6			
0,14	0,12	0,08	0,1	0,14	0,13			
28.8	29.4	29.6	27.7	28.0	28,5			
0.98	0.92	1.1	0.88	0.67	0.65			
_		0.16	_	0.08	0,08			
11,9	11,9	13,6	10,7	10.6	10,8			
4.5	4,8	4.5	4.6	6.3	6,6			
0.21	0.21	0.22	0.30	0.20	0.15			
100.03	100,05	99,86	99.28	100,99	101,51			
2.431	2.397	2.328	2.499	2.472	2.447			
0.005	0,004	0,003	0.003	0.005	0,004			
1.543	1.577	1.605	1.483	1.484	1,506			
0.037	0,035	0,042	0.038	0.025	0,024			
) _	—	0,011		0,005	0,005			
5 0.579	0,580	0,670	0,521	0.510	0,519			
5 0.396	0,423	0,401	0.405	0.549	0,573			
3 0,001	0,012	0,013	0,017	0,011	0,009			
60.0	57,7	62,2	55.9	47.9	47,3			
39.9	41,1	36,6	42.3	51.1	51,9			
0.1	1.2	1.2	1.8	1.0	0.8			
	0,14 28,8 0,98 11,9 4,5 0,21 100,03 2,431 0,005 3 1,543 1 0,037 3 1,543 1 0,037 3 0,579 5 0,579 5 0,396 3 0,001 60,0 39,9 0,1	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$			

Примечание. В табл. 10—13 — описание образцов см. в табл. 8; аналитик Г.Н. Муравицкая (ИГЕМ АН СССР), микрозонд "Камека" МS-46. В табл. 10 и 11 в графе "Вкрапленник" левая колонка — ядро, правая — край.

Вкрапленник	Основная масса	Вкра	пленник	Основная масса	Вкрапленник		Основаная масса
343	3н		50			50/1	
48,00	54,99	47,0	48,3	52,9	49,4	50,5	58,0
-	_	0,06	0,04	0,12	-	_	_
32,38	27,48	33,1	33,1	29,2	30,9	29,9	28,3
0,68	0,82	0,62	0,68	0,98	0,16	0, 19	0,32
0,12	0,12	0,1	0,07	-	0,14	0,15	-
17,01	11,05	16,4	16,5	12,6	15,2	13,8	11,5
2,29	5,90	2,1	1,9	4,7	3,5	3,7	5,0
0,05	0,27	0,04	0,05	0,21	0,08	0,09	0,28
100,53	100,63	99,42	100,64	100,71	99,38	98,33	98,4
2,197	2,474	2,175	2,182	2,396	2,278	2,340	2,441
_	-	0,002	0,001	0,004	_	_	_
1,746	1,456	1,805	1,800	1,559	1,679	1,633	1,537
0,026	ا د0,0	0,024	0,026	0,037	0,006	0,007	0,012
0,008	0,008	0,007	0,005	_	0,010	0,010	-
0,834	0,533	0,813	0,816	0,612	0,751	0,685	0,568
0,203	0,515	0,188	0,197	0,413	0,313	0,332	0,447
0,003	0,015	0,002	0,003	0,012	0,004	0,005	0,017
80,3	50,5	81,3	80,5	59,0	70,6	67,3	55,0
19,4	48,1	18,5	19,2	39,8	29,0	32,2	43,3
0,3	1,4	0,2	0,3	1,2	0,4	0,5	1,7
Основная ма	icca Brpai	пленняк	Осно	вная масса	Вкрап	іленник	Основная масс
- 55		I	54/4	· · · · • = •	54		4
53,0	-+	T			-	53.0	54.0
	5	3,0	53,1	53,7			÷ •,•
0,21	5	3,0 0,1	53,1 0,12	53,7 0,16		0,12	0,18
0,21 29,5	5	3,0 0,1 8,0	53,1 0,12 27,2	53,7 0,16 26,9		0,12 29,8	0,18 28,5
0,21 29,5 0,82	5 2 0	3,0 0,1 8,0 ,8	53,1 0,12 27,2 0,99	53,7 0,16 26,9 0,98		0,12 29,8 0,68	0,18 28,5 1,0
0,21 29,5 0,82 —	5 2 0 0	3,0 0,1 8,0 ,8 ,16	53,1 0,12 27,2 0,99	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1		0,12 29,8 0,68 0,10	0,18 28,5 1,0 —
0,21 29,5 0,82 	5 2 0 12	3,0 0,1 8,0 ,8 ,16 ,6	53,1 0,12 27,2 0,99 11,6	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9	1	0,12 29,8 0,68 0,10 2,5	0,18 28,5 1,0
0,21 29,5 0,82 	5 2 0 12 4,	3,0 0,1 8,0 ,8 ,16 ,6 5 18	53,1 0,12 27,2 0,99 	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33	1	0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10	0,18 28,5 1,0 — 11,4 5,6 0,3
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84	5 0 0 12 4, 0 99	3,0 0,1 8,0 ,8 ,16 ,6 5 ,18 ,34	53,1 0,12 27,2 0,99 	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37	1	0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 0,10	0,18 28,5 1,0 — 11,4 5,6 0,3 100,98
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394	5 0 0 12 4, 99 2,	3,0 0,1 8,0 ,16 ,6 5 ,18 ,34 414	53,1 0,12 27,2 0,99 	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480	10	0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 0,10 0,12	0,18 28,5 1,0
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007	5 2 0 12 4, 99 2, 0	3,0 0,1 8,0 8 ,16 ,6 5 ,18 ,34 414 003	53,1 0,12 27,2 0,99 11,6 5,0 0,3 98,31 2,458 0,004	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005	10	0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 0,10 0,12 2,385	0,18 28,5 1,0
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007 1,571	5 2 0 12 4, 99 2, 0, 1.	3,0 0,1 8,0 .8 .16 .6 5 5 .18 .34 414 003 503	53,1 0,12 27,2 0,99 	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005 1,465	1 10 2 0	0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 11,2 2,385 0,004 581	0,18 28,5 1,0
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007 1,571 0,031	5 2 0 12 4, 0 99 2, 0, 1, 1, 0,	3,0 0,1 8,0 ,8 ,16 ,6 5 5,18 ,34 414 003 503 304	53,1 0,12 27,2 0,99 	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005 1,465 0,037		0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 11,2 2,385 0,004 .,581 0,026	0,18 28,5 1,0
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007 1,571 0,031	5 2 0 12 4, 0 99 2, 0, 1, 0, 0,	3,0 0,1 8,0 ,8 ,16 ,6 5 5,18 ,34 414 003 503 304 109	53,1 0,12 27,2 0,99 11,6 5,0 0,3 98,31 2,458 0,004 1,485 0,038	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005 1,465 0,037 0,007		0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 11,2 2,385 0,004 .,581 0,026 0,007	0,18 28,5 1,0
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007 1,571 0,031 0.595	5 2 0 12 4, 0 99 2, 0, 1, 0, 0, 0,	3,0 0,1 8,0 ,8 ,16 ,6 5 5,18 ,34 414 003 5503 304 109 615	53,1 0,12 27,2 0,99 	33,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005 1,465 0,037 0,007 0,539		0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 11,2 2,385 0,004 .,581 0,026 0,007 0,603	0,18 28,5 1,0 11,4 5,6 0,3 100,98 2,437 0,006 1,517 0,038 0,551
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007 1,571 0,031 0,595 0,420	5 2 0 12 4, 0 99 2, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0,	3,0 0,1 8,0 .8 ,16 ,6 5 5,18 ,34 414 003 503 304 109 615 397	53,1 0,12 27,2 0,99 	33,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005 1,465 0,037 0,007 0,539 0,475		0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 11,2 2,385 0,004 .,581 0,026 0,007 0,603 0,427	0,18 28,5 1,0 11,4 5,6 0,3 100,98 2,437 0,006 1,517 0,038 0,551 0,490
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007 1,571 0,031 0,595 0,420 0,012	5 2 0 12 4, 0 99 2, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,	3,0 0,1 8,0 .8 ,16 ,6 5 5,18 ,34 414 003 503 304 109 615 397 010	53,1 0,12 27,2 0,99 11,6 5,0 0,3 98,31 2,458 0,004 1,485 0,004 1,485 0,038 0,575 0,449 0,018	33,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005 1,465 0,037 0,007 0,539 0,475 0,019		0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 11,2 2,385 0,004 4,581 0,004 4,581 0,007 0,603 0,427 0,006	0,18 28,5 1,0 11,4 5,6 0,3 100,98 2,437 0,006 1,517 0,038 0,551 0,490 0,017
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007 1,571 0,031 0,595 0,420 0,012 57,9	5 2 0 12 4, 0, 99 2, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 60.	3,0 0,1 8,0 .8 ,16 ,6 5 5,18 ,34 414 003 503 304 109 615 397 010 2	53,1 0,12 27,2 0,99 11,6 5,0 0,3 98,31 2,458 0,004 1,485 0,004 1,485 0,004 1,485 0,038 0,575 0,449 0,018 55,2	33,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005 1,465 0,037 0,007 0,539 0,475 0,019 52,3		0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 11,2 2,385 0,004 .581 0,004 .581 0,007 0,603 0,427 0,006 .55	0,18 28,5 1,0 11,4 5,6 0,3 100,98 2,437 0,006 1,517 0,038 0,551 0,490 0,017 52,1
0,21 29,5 0,82 12,3 4,8 0,21 100,84 2,394 0,007 1,571 0,031 0,595 0,420 0,012 57,9 40,9	5 2 0 12 4, 0 99 2, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 8, 38.	3,0 0,1 8,0 .8 ,16 ,6 5 5,18 ,34 414 003 503 304 109 615 397 010 2 2 8	53,1 0,12 27,2 0,99 11,6 5,0 0,3 98,31 2,458 0,004 1,485 0,004 1,485 0,004 1,485 0,038 0,575 0,449 0,018 55,2 43,1	53,7 0,16 26,9 0,98 0,1 10,9 5,3 0,33 98,37 2,480 0,005 1,465 0,037 0,007 0,539 0,475 0,019 52,3 45,9		0,12 29,8 0,68 0,10 2,5 4,9 0,10 11,2 2,385 0,004 .581 0,004 .581 0,006 0,603 0,427 0,606 0,5 0,9	0,18 28,5 1,0 11,4 5,6 0,3 100,98 2,437 0,006 1,517 0,038 0,551 0,490 0,017 52,1 46,3

Компонент	. '	Основн	вя масса	Вкрап	Основная масса		
компонент	66/1	69	331 H	336и		343н	
SiO2	50,76	52,1	46,89	51,06	52,83	53,48	53,07
TiO2	1,42	0,23	2,67	1,58	0,62	0,97	1,18
Al ₂ O ₃	3,61	2,0	5,39	3,84	2,91	1,76	1,85
FeO	13,17	11,0	10,05	9,02	5,25	12,42	13,72
MnO	0,40	0,24	0,18	0,18	0,13	0,32	0,37
MgO	14,54	14,4	13,53	15,40	17,86	15,72	15,00
CaO	17,77	18,8	20,68	20,71	21,32	17,63	17,18
Na ₂ O	0,07	0,2	0,22	0,28	0,09	0,11	0,04
Cr ₂ O ₃	_	_	0,10	0,03	0,48	_	_
Сумма	101,74	98,97	99,71	102,10	101,49	102,41	102,41
Si	1,877	1,963	1,768	1,860	1,904	1,951	1,947
Ti	0,039	0,007	0,07 6	1,043	0,017	0,027	0,033
Al	1,157	0,074	0,239	0,165	0,124	0,076	0,080
Fe	0,407	0,347	0,317	0,275	0,158	0,379	0,421
Mn	0,018	0,008	0,006	0,006	0,004	0,010	0,012
Mg	0,801	0,808	0,761	0,836	0,959	0,855	0,821
Ca	0,704	0,759	0,835	0,808	0,823	0,689	0,675
Na	0,005	0,014	0,016	0,020	0,007	0,008	0,003
Cr		_	0,003	0,001	0,014	_	_
Wo	35,3	39,0	42,2	42,0	41,3	34,8	33,6
En	39,9	40,8	37,9	42,5	48,4	42,7	40,7
Fs	24,8	20,2	19,8	15,5	10,3	22,5	25,7

		Таб	лнца	11		
Состав	моноклинных	пироксенов	в базали	ьтах 9-й	палеомагнитной	эпохи

	Вкрал	ленник	Основная масса				
Компонент	53/10		58/3				
siO2	50,9	50,0	49,6	. 49,2	49,6		
TiO2	1,4	1,4	1,8	1,7	1,7		
Al ₂ O ₃	3,4	2,5	3,1	3,9	3,0		
FeO	8,7	10,9	11,0	9,4	11,8		
MnO	0,18	0,28	0,24	0,24	0,29		
MgO	14,9	14,7	14,2	14,5	13,4		
CaO	20,3	18,6	18,8	19,7	18,7		
Na ₂ O	—	_	0,20	0,15	0,16		
Cr ₂ O ₃	0,36	_	_	0,30	_		
Сумма	100,14	98,38	98,94	99,09	98,65		
Si	1,888	1,902	1,880	1,855	1,891		
Ті	0,039	0,040	0,051	0,048	0,049		
AI	0,148	0,112	0,138	0,173	0,135		
Fe	0,270	0,347	0,349	0,296	0,376		
Mn	0,006	0,009	0,008	0,008	0,009		
Mg	0,824	0,833	0,802	0,815	0,761		
Ca	0,807	0,758	0,763	0,796	0,764		
Na	_	_	0,015	0,011	0,012		
Cr	0,011	_	-	0,009	_		
Wo	40,5	37,9	38,8	41,1	39,0		
En	41,9	41,6	40,0	42,0	38,3		
Fs	17,6	20,5	21,2	16,9	22,7		

Вкрал.	пенник	Основная масса						
5	50		50/1			50/2		
50,4	50,9	- 50,8	50,2 t	50,4	51,2	1 50,7		
0,82	1,0	1,0	1,2	0,78	1,9	0,49		
3,5	2,4	2,6	2,4	1,2	3,4	0,74		
6,2	9,0	9,8	10,5	16,4	10,3	25,5		
0,15	0,21	0,22	0,24	0,48	0,22	0,66		
15,9	15,2	15,0	14,0	12,5	14,2	17,9		
20,7	19,6	19,2	19,2	16,8	19,7	4,6		
0,34	0,28	0,32	0,54	-	0,2	_		
0,72	0,12	0,09	0,05	_	0,17	-		
98,73	98,71	99,03	98,33	98,56	101,29	100,59		
1,883	1,917	1,947	1,913	1,953	1,888	1,938		
0,023	0,028	0,029	0,034	0,023	0,053	0,014		
0,154	0,106	0,117	0,108	0,055	0,148	0,033		
0,194	0,283	0,314	0,335	0,531	0,317	0,815		
0,005	0,007	0,007	0,008	0,016	0,007	0,021		
0,885	0,853	0,857	0,795	0,722	0,780	1,020		
0,829	0,791	0,679	0,784	0,697	0,778	0,188		
0,025	0,020	0,024	0,040	_	0,014	_		
0,021	0,004	0,003	0,001	_	0,005			
42,7	40,4	35,6	40,8	34,9	40,9	9,2		
45,3	42,6	43,5	39,4	36,2	40,5	49,9		
12,0	17,0	20,9	19,8	28,9	18.6	40,9		

Основна	Основная масса		Основная масса	Крупное зерно	ная масса		
5	5	1	54/1	54			
51,5	49,0	48,8	50,0	49,4	50,5	50,8	
0,97	2,0	1,7	1,5	1,3	1,1	1,3	
1,4	3,6	3,5	2,7	3,9	2,1	2,1	
14,9	11,9	10,6	12,5	9,6	10,5	11,9	
0,34	0,24	0,26	0,35	0,21	0,32	0,32	
15,4	13,8	14,80	14,0	15,3	15,6	14,6	
16,0	18,5	18,9	17,6	19,5	18,8	18,5	
0,28	0,43	0,36	0,45	0,3	0,34	0,24	
_	_	0,04	0,13	0,10	_	_	
100,79	99,47	98,96	99,23	99,61	99,26	9 9,76	
1,922	1,861	1,852	1,898	1,852	1,904	1,913	
0,027	0,057	0,049	0.043	0,037	0.031	0,037	
0,061	0,161	0,156	0,121	0,173	0,093	0,093	
0,465	0,378	0,336	0,397	0,301	0,331	0,375	
0,011	0,008	0,008	0,011	0,007	0.010	0,010	
0,857	0,781	0,837	0,792	0.856	0,876	0,819	
0,640	0,753	0,768	0.716	0,784	0,759	0,747	
0,072	0,003	0,026	0.033	0,022	0.025	0,018	
_	_	0,001	0.004	0,003	_	_	
34.6	37,8	40.0	38,0	39,6	38.7	38,0	
41.7	39,0	42,2	40,4	42.2	43,2	40,7	
23,6	23,2	17,8	21,6	18,2	18,1	21,3	

Таблица 12

Состав железо-титанистых окисных минералов в базальтах 9-й палеомагиятной эпохи

Компонент	69	69 50/1		5	50/2		53/10	
SiO ₂	0,48	0,3	0,47	0,35	0,33	0,7	0,8	0,25
TiO2	49,8	23,0	51,2	11,0	51,8	10,0	9,5	53,0
Al ₂ O ₃	0,46	0,35	0,35	2,0	0,35	4,6	3,8	0,3
FeO	46,3	72,5*	44,3	82,0*	45,9	80,0*	82,0*	46,8
MnO	0,40	0,5	0,5	2,0	0,56	0,5	0,23	_
MgO	2,0	11,1	2,3	1,0	2,2	1,9	0,86	_
CaO	0,28	0,1	0,1	0,1	0,15	0,35	0,2	-
V ₂ O ₅	0,17	0,93	_	0,8	_	0,68	1,3	_
Cr2O3	_	-	_	_	_	0,75	_	0,3
NiO	_	_	_	_	_	0,10	0,1	
Сумма	99,89	98,78	99,22	99,25	101,29	99,58	98,79	100,65
*Fe3O4.								

Таблица 13 Состав оливина в базальтах 9-й палеомагнитной эпохи

Компонент	Основная масса	Вкраплен- ник	Вкраплен- ник	Основная масса	Вкраплен- ник	Основная масса	Вкраплен- ник	Основная масса
Компонент	331и	336и	50/1		58/3		55	
SiO ₂	36,51	39,72	37,7	33,3	33,2	34,0	36,9	32,7
TiO ₂	_	_	_	_	_	_	_	0,46
Al ₂ O ₃	0,11	0,11	_	_	—	_	-	
FeO	23,01	19,07	25,1	48,0	16,5	45,0	26,6	47,7
MnO	0,28	0,25	0,36	0,78	0,17	0,6	0,41	0,78
MgO	38,33	42,40	35,4	16,9	43,4	20,0	34,6	16,5
CaO	0,29	0,32	0,39	0,35	0,24	0,3	0,37	0,52
NiO	0,15	0,15	-	_	0,29	_	0,22	_
Сумма	98,68	102,02	98,95	99,33	93,8	99,9	99,1	98,66
Si	0,969	0,996	1,006	1,002	0,982	0,998	0,994	0,992
Ti	_	_	_	_				0,011
Al	0,004	0,003	-	_	_	-	_	_
Fe	0,510	0,400	0,560	1,208	0,355	1,105	0,599	1,211
Mn	0,006	0,005	0,008	0,020	0,004	0,015	0,009	0,201
Mg	1,516	1,585	1,408	0,758	1,664	0,875	1,389	0,746
Ca	0,008	0,009	0,011	0,011	0,007	0,009	0,011	0,170
Ni	0,003	0,003	_	-	0,006		0,005	_
Fo	74,7	79,8	71,4	38,5	82,0	44,1	69,2	39,3
Fa	25,3	20,2	28,6	61,5	18,0	55,9	30,8	60,7

генерации и, следовательно, меньше отличаться по своему составу от плагиоклаза в основной массе породы, что и наблюдается в действительности.

Цикл II имеет те же базовые закономерности строения, которые были описаны для цикла I.

Пачка афировых базальтов залегает в основании цикла и сложена породами, которые состоят из плагионлаза An_{50} (андезин—лабрадор) — 32—50%, моноклинного пироксена $Wi_{34}En_{41-36}Fs_{26-30}$ (авгит) — 31—51%, титаномагнетита (TiO₂ — 24%) — 6—17%. В основной массе породы в виде единичных зерен встречаются вкрапленники плагиоклаза An_{80} (битовнит) и моноклинного пироксена $Wo_{41-35}En_{44-43}Fs_{10-22}$ (авгит). Выделения моноклинального пироксена и в составе основной массы породы, и в виде вкрапленников зональны. Внешние зоны зерен имеют более железистый состав (см. табл. 11). Структура базальтов микродолеритовая и интерсертальная. Текстура трахитоидная и миндалекаменная.

По своему химизму (см. табл. 11) афировые базальты — высокожелезистые и высокотитанистые породы натриевой серии.

От афировых базальтов I цикла афировые базальты II цикла минералогически отличаются более кальциевыми плагиоклазами, более железистыми пироксенами, меньшим содержанием TiO₂ в титаномагнетите. В химическом отношении афировые базальты II цикла более магнезиальны, содержат меньше SiO₂ и имеют пониженную общую щелочность.

Пачка пироксен-плагиофировых базальтов лежит выше по разрезу над пачкой афировых базальтов. В составе пачки пироксен-плагиофировых базальтов II цикла соответствующие породы составляют ~55% ее объема, а не слагают пачку практически целиком, как это имеет место в пачке пироксен-плагиофировых базальтов I цикла. В ассоциации пород этой пачки II цикла наряду с преобладающими пироксен-плагиофировыми базальтами присутствуют также оливин-пироксен-плагиофировые оливиновые базальты (~30%) и оливин-плагиофировые базальты (~15%).

Таким образом, пачка пироксен-плагиофировых базальтов II цикла отличается от аналогичной пачки I цикла наличием в ее составе оливинсодержащих пород, что указывает на большую меланократовость пород позднее сформировавшейся пачки.

Доминирующие в пачке пироксен-плагиофировые базальты состоят из базиса, сложенного плагиоклазом An_{55} (лабрадор) ~31%, моноклинным пироксеном $Wo_{35}En_{36}Fs_{29}$ (авгит) ~26%, титаномагнетитом (TiO₂ ~23%) и ильменитом ~9%, оливином Fo_{38} (гортонолит) — менее 1% и вторичными минералами ~3%, а также из вкрапленников плагиоклаза An_{71} (ядро) — An_{67} (край) — 21% и моноклинного пироксена — 9%. В количестве десятых долей процента встречаются вкрапленники оливина Fo_{71} (хризолит) (см. табл. 13). Вкрапленники образуют иногда гломеропорфировые сростки. Во вкрапленниках моноклинного пироксена содержатся вростки микролитов плагиоклаза, которые образуют также сгущения вокруг фенокристаллов с ориентировкой преимущественно по касательной к протовыделениям.

По своему химизму пироксен-плагиофировые базальты II цикла — железистые породы натриевой серии, отличающиеся от своих аналогов I цикла пониженным значением общей железистости и общей щелочности, меньшим содержанием SiO₂ и повышенными в то же время величинами отношений K₂O/Rb₂O и NiO/Co (см. табл. 14). В совокупности эти данные указывают на повышенную основность более молодых пироксен-плагиофировых базальтов.

Оливин-пироксен-плагиофировые оливиновые базальты, занимающие второе по распространенности место в составе пачки пироксен-плагиофировых базальтов II цикла, состоят из базиса, сложенного плагиоклазом An_{59} (лабрадор) ~31%, моноклинным пироксеном $Wo_{36-41}Wn_{43-30}Fs_{20-21}$ (авгит) ~26%, титаномагнетитом (TiO₂ ~25%) ~5%, оливином ~5%, а также из вкрапленников плагиоклаза Ап₈₁ (битовнит) ~24%, моноклинного пироксена $Wo_{43-40}En_{45-43}Fs_{12-17}$ (авгит) ~1-2% и оливина — менее 1%.

По своим химическим параметрам оливин-пироксен-плагнофировые оливиновые базальты относятся к нормальным породам натриевой серии, отличаясь от пироксен-плагиофировых пород той же пачки большей основностью, фиксируемой по более низким значениям отношений FeO'/FeO'+MgO), (Na₂O+K₂O)//(Na₂O+K₂O+Fe₂O₃+FeO+MgO) и по более высоким величинам Al₂O₃/(Fe₂O₃+ +FeO+MgO), Ni/Co.

Оливин-плагиофировые базальты в составе пачки пироксен-плагиофировых базальтов II цикла содержат вкрапленники оливина $\sim 3\%$ и плагиоклаза An_{80} (битовнит) $\sim 24\%$ в основной массе из плагиоклаза An_{88-60} (лабрадор) $\sim 32\%$, моноклинного пироксена $Wo_{41}En_{41}Fs_{19}$ (авгит) и $Wo_9En_{50}Fs_{41}$ (пижонит) $\sim 31\%$, титаномагнетита (TiO₂ $\sim 11\%$) и ильменита $\sim 6\%$, оливина $\sim 2\%$ и вторичных минералов $\sim 3\%$ (см. табл. 10—13).

По своим минералогическим и химическим характеристикам оливин-плагиофировые базальты близки к оливин-пироксен-плагиофировым, отличаясь отсутствием вкрапленников моноклинного пироксена, присутствием среди пироксена основной массы пижонита и весьма низким содержанием TiO₂ в титаномагнетите. Обращает на себя внимание также пониженное отношение Na₂O/K₂O, указывающее на принадлежность породы к калиево-натриевой серии.

В целом ассоциация пород пачки пироксен-плагиофировых базальтов II цикла имеет (по сравнению с породами пачки пироксен-плагиофировых базальтов I цикла) более основной состав, что определяется по меньшим содержаниям SiO₂, меньшей общей железистости и щелочности, более высокому соотношению Ni и Co.

По сравнению с нижележащими афировыми базальтами II цикла породы пачки пироксен-плагиофировых базальтов этого же цикла сложены более кальциевыми плагиоклазами основной генерации (при близком составе вкрапленников), более магнезиальными, в целом моноклинными, пироксенами, а по валовому химизму отличаются меньшими содержаниями SiO₂, TiO₂ и пониженной общей железистостью, что свидетельствует об их более основном, менее дифференцированном характере.

Пачка афировых и плагиофировых оливиновых базальтов завершает разрез II цикла.

В составе пачки отчетливо преобладают плагиофировые оливиновые базальты, в которых вкрапленники плагиоклаза An_{60-58} (лабрадор) ~5—23% располагаются в основной массе из плагиоклаза An_{52-55} (лабрадор) — 29—37%, моноклинного пироксена $Wo_{38-40}En_{40-43}Fs_{18-22}$ (авгит) — 29—40%, титаномагнетита (TiO₂ — 19—22%) и ильменита — 7—12% и оливина — до 4% (см. табл. 10—13).

Как и в плагиофировых оливиновых базальтах I цикла, в плагиофировых оливиновых базальтах II цикла разница в составах вкрапленников плагиоклаза и основной массы индивидов этого минерала значительно меньше, чем в породах нижележащих пачек.

Однако по составу породообразующих минералов и по основным петрохимическим параметрам в своем большинстве оливиновые плагиофировые базальты II цикла являются менее основными (высокожелезистыми) породами по сравнению с плагиофировыми оливиновыми базальтами I цикла.

Афировые оливиновые базальты в составе верхней пачки II цикла сложены плагиоклазом An_{62-55} (лабрадор) ~42%, моноклинным пироксеном $Wo_{35-39}En_{40-42}Fs_{21-24}$, ~31%, титаномагнетитом (TiO₂~10%) и ильменитом — до 24%, оливином Fo₃₉ (гортонолит) в количестве менее 1%, а также вторичными минералами ~3%.

В афировых базальтах содержатся единичные вкрапленники оливина Fo_{69} (гиалосидерит) и относительно крупные выделения моноклинного пироксена $Wo_{40-38}Wn_{42}Fs_{18-20}$. По своему составу эти выделения лишь в небольшой степени

отличаются пониженной железистостью и повышенной магнезиальностью от выделений моноклинного пироксена в базисе афировых базальтов, содержат вростки плагиоклаза с минимальным для данных пород содержанием анортитового компонента и, следовательно, вряд ли могут рассматриваться как вкрапленники.

Афировые оливинсодержащие базальты II цикла отличаются от своих аналогов I цикла меньшей основностью (см. табл. 14), что выявляется при сопоставлении состава породообразующих минералов и петрохимических параметров тех и других пород.

В резко подчиненном количестве в составе верхней пачки II цикла содержатся оливинофировые оливиновые базальты, т.е. породы, где оливин содержится и в составе основной массы породы, и в виде вкрапленников, количество которых которых менее 2%; в принятой нами систематике эти породы отнесены к афировым базальтам.

Эта разновидность афировых оливиновых базальтов (обр. 48/3) состоит из плагиоклаза An_{47-48} (андезин), моноклинного пироксена $Wo_{41-39}En_{42-38}Fs_{17-23}$ (авгит), оливина Fo_{44} (гортонолит) в базисе и оливина Fo_{52} (хризолит) в виде вкрапленников. Рудный минерал представлен титаномагнетитом (TiO₂ ~19%) и ильменитом.

По своему химизму (см. табл. 9) оливинофировые базальты являются породами с наименьшей общей железистостью — FeO'/(FeO'+MgO)=0,57 и общей щелочностью — $(Na_2O+K_2O)/(Na_2O+K_2O+Fe_2O_3+FeO+MgO)=0,10$, с минимальной степенью окисленности железа — Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO)=0,18 и наиболее высоким отношением $Na_2O/K_2O = 14,20$ из всех изученных пород верхней части разреза лавовой толщи 9-й палеомагнитной эпохи.

Сопоставление минерального и химического состава (см. табл. 8—13) пород пачки оливиновых плагиофировых и афировых базальтов с породами нижележащей пачки пироксен-плагиофировых базальтов в целом выявляет близость их составов, и только наличие в пачке оливиновых базальтов оливинофировых разностей с наиболее высокой магнезиальностью из всех проанализированных пород описанного разреза, а также меньшее содержание SiO₂ в оливиновых базальтах, указывают на сохранение антидромной тенденции изменения состава последовательно сформировавшихся комплексов пород эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи, лежащей над горизонтом крупноплагиофировых базальтов Грейнаватн.

* * *

Анализ и обобщение изложенных выше данных о петрографическом и петрохимическом составе базальтов 9-й палеомагнитной эпохи Восточной Исландии, лежащих над маркирующим горизонтом крупноплагиофировых базальтов Грейнаватн, позволяют сделать следующие основные выводы.

Все изученные базальты являются породами нормальной щелочности (толеитовыми), насыщенными кремнеземом (в нормативном составе гиперстен), а в отдельных случаях и пересыщенных этим компонентом (наличие нормативного кварца). Степень насыщения SiO₂ минимальна в некоторых оливиновых базальтах, венчающих разрезы вулканических циклов (рис. 25).

Виды и разновидности базальтов, представленные в эффузивной толще 9-й палеомагнитной эпохи, являются производными единой магмы, и различия в их составе и структурах обусловлены внутриочаговой дифференциацией магмы. На диаграмме, связывающей величину общей железистости пород FeO'/ /(FeO'+MgO), которая возрастает в ходе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, с содержаниями отдельных породообразующих окислов (рис. 26), видно, что фигуративные точки содержаний в базальтах TiO₂ и CaO



Рис. 25. Вариационная диаграмма (Na₂O + K₂O) – SiO₂ для базальтов верхней части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи

Условные обозначения к рис. 25 и 26

1—4 — базальты (а — І цикл, б — ІІ цикл): І — афировые, 2 — пироксен-плагиофировые, 3 — афировые и плагиофировые оливиновые, 4 — крупноплагиофировые Грейнавати



Рис. 26. Варнации FeO'/(FeO'+ MgO) и содержаний CaO, TiO₂ в базальтах верхней части разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи

Условные обозначения см. на рис. 25

образуют линейные тренды. Содержание TiO_2 в породах возрастает, а содержание CaO падает с увеличением значений отношения FeO'/(FeO'+MgO), что соответствует поведению этих компонентов в ходе эволюции базальтовой магмы.

Производными наиболее дифференцированных расплавов являются афировые базальты, наименее дифференцированных — оливиновые афировые и плагиофировые базальты.

Изменения вещественных характеристик базальтов в рамках каждого из двух вулканических циклов, выделяемых в разрезе вулканогенной толщи 9-й палеомагнитной эпохи Восточной Исландии, свидетельствуют об антидромной тенденции изменения состава последовательно изливавшихся базальтовых лав, выраженной особенно четко в хронологическом ряду эффузивных пачек I цикла. Здесь от афировых базальтов к пироксен-плагиофировым и далее к афировым и плагиофировым оливиновым базальтам по средним составам пород наблюдается снижение содержаний SiO₂ и TiO₂, величин общей железистости и щелочности при возрастании отношения Na₂O/K₂O. Эти изменения, свидетельствуют о возрастании основности базальтовых лав в ходе эффузивного процесса, находят соответствующее отражение в изменении состава породообразующих минералов базальтов от нижней пачки I цикла к верхней. Вверх по разрезу I цикла в целом плагиоклазы становятся более кальциевыми, а пироксены менее железистыми. Снижается содержание TiO₂ в титаномагнетите. Вверх по разрезу цикла возрастает и петрографическое разнообразие пород, достигающее своего относительного максимума в пачке оливиновых афировых и плагиофировых базальтов.

В базальтах II вулканического цикла антидромная тенденция изменения состава лав отчетливо выражена от афировых базальтов нижней пачки к пироксен-плагиофировым базальтам средней пачки. От средней пачки к верхней пачке оливиновых афировых и плагиофировых базальтов II цикла тенденция нарастания основности пород утрачивает свою выраженность, и лишь устойчивое снижение содержания SiO₂ от нижней пачки цикла к верхней и приуроченность наиболее магнезиальных пород цикла к его верхам свидетельствуют о сохранении антидромного тренда в ходе всего процесса формирования лав II цикла.

Антидромная тенденция развития базальтового вулканизма просматривается и как сквозная закономерность всей совокупности лав 9-й палеомагнитной эпохи над горизонтом крупноплагиофировых базальтов Грейнаватн.

Афировые базальты нижней пачки II цикла являются более основными породами по сравнению с однотипными породами нижней пачки I цикла. Аналогичные соотношения существуют и между пироксен-плагиофировыми базальтами I и II циклов, и лишь соотношение составов верхних пачек оливиновых афировых и плагиофировых базальтов I и II циклов не укладывается в рамки сквозного антидромного тренда эволюции базальтового магматизма в 9-ю палеомагнитную эпоху на территории Восточной Исландии.

Все сказанное можно подытожить следующим образом:

1. Миоценовый базальтовый вулканизм Восточной Исландии в 9-ю палеомагнитную эпоху развивался циклически на общем фоне в различной степени выраженной антидромной тенденции эволюции состава лав.

2. Каждый цикл вулканической активности приводил к последовательному формированию трех эффузивных пачек: 1) афировых базальтов, 2) пироксенплагиофировых базальтов, 3) оливиновых афировых и плагиофировых базальтов при близкой мощности как однотипных пачек, так и циклов в целом.

3. Развитие базальтового вулканизма в рамках каждого цикла имело антидромную тенденцию, обусловленную вертикальной дифференцированностью питающих магматических очагов, при вскрытии которых последовательно изливались все более основные и обедненные газовой фазой лавы.

4. Продуктивность магматических очагов (т.е. объем лав, поступавших на поверхность в ходе каждого цикла вулканической активности) была близкой, но длительность (или продуктивность) отдельных эффективных импульсов, в ходе которых формировались отдельные потоки и покровы базальтов, возрастала от начала к концу вулканического цикла.

5. Прогрессирующая кристаллизация расплавов в очаге и фракционирование минеральных фаз обусловили обогащенность вкрапленниками базальтов средних и поздних стадий каждого цикла.
МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ

Геологическое строение древних вулканов'

На изученной территории расположен крупный Брейддалур жий вулканический центр. К этому же комплексу относится кислое интрузивное тело Кельдускодар, расположенное южнее вулканического центра в поле платобазальтов (см. рис. 20), и долерито-андезитовый силл, прорывающий платобазальты в 2 км юго-восточнее Кельдускодарской субинтрузии.

Брейддалурский вулканический центр детально изучен и описан в работах Дж. Уокера [Walker, 1963]. Поэтому нет основания давать подробное описание этой структуры. Ниже будет приведен новый фактический материал по деталям строения вулканического центра. Сразу же оговоримся, что основные выводы, сделанные Дж. Уокером, полностью подтвердились.

В составе вулканического центра выделяются два синхронных комплекса пород. Один из них, представленный кислыми и основными породами, слагает само тело сложного Брейддалурского вулкана. Второй комплекс сложен базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами с трещинным типом излияний. Основные поля развития пород обоих комплексов пространственно разделены. Породы Брейддалурского вулкана распространены преимущественно по правобережью р. Брейддалсау, а базальты — на склонах левого борта ее долины, заходя частично на правый борт долины, где они непосредственно соприкасаются с кислыми лавами вулкана.

Брейддалурский вулканический аппарат построен достаточно сложно (см. рис. 20). Его основанием являются платобазальты, венчающиеся плагнофировыми базальтами грейнаватненского горизонта ("подстилающие" базальты по терминологии Дж. Уокера). Нижняя часть вулканического аппарата представлена сложным сочетанием основных и кислых пород, очень сильно пропилитизированных. Среди них местами распознаются подстилающие платобазальты, крутозалегающие тела основного и кислого состава, а также кислые туфы и лавы.

Основные и кислые дайки слагают широкую дугу с падением гипабиссальных тел внутрь дуги под углом 30—40°. Видимо, они отвечают части конического дайкового комплекса, вскрытого эрозией в долине р. Брейддалсау. Гипсометрически более высокие части Брейддалурского вулкана сложены в разной степени пропилитизированными кислыми туфами, чередующимися с кислыми лавами. В целом кислые лавы приурочены к верхним частям разреза. Венчается разрез базальтовыми лавами, неотличимыми от лав базальтового комплекса. Такого же типа базальтовые лавы иногда расклинявают кислые туфы и лавы Брейддалурского вулкана. Степень пропилитизации резко уменьшается вверх по разрезу, так как туфы и лавы обычно изменены очень незначительно.

Породы вулканического аппарата прорваны многочисленными штокообразными субинтрузивными телами (некками) микрогранитов и микрогаббро-диоритов, достигающих в поперечнике 1—1,5 км. Кроме того, отмечены силлоподобные тела долеритов и долерито-андезитов.

По-видимому, Брейддалурский вулкан не имел единого вулканического аппарата центрального типа, а состоял из многих частных вулканических центров одноактного или многоактного действия. Один из таких центров (эруптивный центр Хестхалса) детально изучен (см. ниже). Этот центр начался извержениями кислой пирокластики, сменившейся базальтовыми потоками. Поздняя фаза представлена кислыми лавами.

Другой, более эродированный эруптивный аппарат, сложенный лавами и брекчиями (некк), находится среди поля лав основного состава на значительном

¹Раздел написан А.С. Перфильевым и Б.П. Золотаревым.

расстоянии от основного тела Брейддалурского вулкана (эруптивный центр Кельдускодар, см. рис. 20).

Базальтовый комплекс вулканического центра в основном развит по левому склону долины р. Брейддалсау и на юго-восточном простирании Брейддалурского вулкана. Комплекс представляет собой сложное чередование сравнительно маломощных (обычно 1—2 м, реже до 3 м) лавовых потоков. Лавы обычно миндалекаменные, пористые, сопровождаются шлаками. По простиранию потоки быстро меняют свою мощность и выклиниваются, часто переходя в шлаки с закатанными кусками и линзовидными телами лав небольшой мощности.

Состав лав не совсем ясен. По нашим данным, он сложен базальтами, которые по химическому и петрографическому составу мало отличаются от подстилающих платобазальтов. Дж. Уокер приводит один анализ пород этого комплекса в районе горы Ту, имеющий андезитовый состав. Возможно, в этом комплексе сочетаются породы разной основности.

Породы базальтового комплекса сменяются по разрезу платобазальтами на разных стратиграфических уровнях в разных местах. На левом склоне долины р. Брейддалсау они лежат прямо на лавах горизонта Грейнаватн, а на северном склоне Беру-фьорда — на платобазальтах более высокого стратиграфического уровня.

Лавы базальтового комплекса, несомненно, связаны с местными источниками излияний (вероятно, трещинного типа). Один из таких подводящих каналов и переход от гипабиссальных фаций к лавам были изучены на склоне Беру-фьорда. Переход дайки в лавовый поток того же типа обнаружен в каньоне р. Буландсау южнее основного поля развития пород комплекса. Лавы базальтового комплекса расклинивают породы Брейддалурского вулкана и частично заливают эту вулканическую постройку, так что их синхронность не вызывает сомнений.

Петрография и вещественный состав¹

При полевых работах детализированы и уточнены некоторые отдельные участки Брейддалурского вулкана (см. рис. 20): эруптивный центр Хестхалса, микрогранитная экструзия "Большого некка", микрогаббро-диоритовая "Малого некка", долерито-андезитовый силл водораздельной части правобережья р. Брейддалсау и кислая экструзия Кельдускодар.

Эруптивный центр Хестхалса — образование многоактное (рис. 27). Первым этапом его вулканизма была активная эксплозивная деятельность с образованием паразитического вулканического конуса, сложенного туфами и туфоагломератами. На втором этапе произошло излияние базальтов, а на третьем — риолитов и образование микрогранитной соммы. На четвертом этапе вулканической деятельности внедрились микрогаббровые экструзии. Видимо, синхронно с излиянием риолитовых лав эруптивного центра Хестхалса на других участках Брейддалурского вулкана внедрились экструзии микрогранитов, в том числе "Большой некк" и экструзия Кельдускодар. Затем образовались микрогаббродиоритовые экструзии ("Малый некк") и долерито-андезитовый силл. Ниже в той же последовательности будет приведено описание главных разновидностей пород, слагающих участки Брейддалурского вулкана и других субинтрузивных образований. Туфы и туфоагломераты из рассмотрения исключены.

Базальты эруптивного центра Хестхалса представлены тонкозернистой афировой разностью. Порода почти полностью раскристаллизована. Встречаются участки с небольшим количеством (менее 1%) везикул. Их размер 0,2—0,5 мм. Порода сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, титаномагнетитом (10—

¹ Раздел написан Б.П. Золотаревым.





1 — пропиллитизированные туфы; 2 — базальты; 3 — микрограниты; 4 — риолиты; 5 — микрогаббро; 6 — элювиальные четвертичные отложения; 7 — долеритовые дайки; 8 — разломы; 9 — место взятия и номер образца; 10 — элементы залегания пород

12%) и небольшим количеством интерстициального вулканического стекла. Формула минерального состава породы: плагиоклаз \geq клинопироксен > титаномагнетит \geq вулканическое стекло. Структура породы пилотакситовая, интерсертальнотакситовая. Порода слабо изменена вторичными процессами. Интерсертальное вулканическое стекло частично замещено смектитом. Некоторые везикулы выполнены смектитом, халцедоном и цеолитами. Химический состав базальтов изменяется в незначительных пределах (в %): SiO₂ — от 46,81 до 48,81; TiO₂ — от 2,89 до 3,53; Al₂O₃ — от 12,56 до 12,95; суммарное железо, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 15,71 до 16,77; MgO — от 3,92 до 5,09; CaO от 8,98 до 9,83; Na₂O — от 2,51 до 3,25; K₂O — от 0,19 до 0,38. Риолиты чаще всего микроплагнофировые стекловатые, нераскристаллизованные. Микрофенокристы плагноклаза составляют около 1%. Их размер до 1,5— 2 мм. Основная масса породы сложена кислым перекристаллизованным стеклом с единичными зернами рудного минерала и эпидота. Структура основной массы породы перлитовая. Встречается неравномерно раскристаллизованная разность риолита. В таком случае основная масса породы сложена тонкозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза, рудной пыли и калиевого полевого шпата. Структура основной массы фельзитовая. Варнации в химическом составе риолитов следующие (в %): SiO₂ — от 67,4 до 74,06; TiO₂ — от 0,19 до 0,21; Al₂O₃ — от 11,55 до 13,2; Fe₂O₃ — от 2,25 до 2,46; MgO — от 0,15 до 0,24; CaO — от 0,45 до 1,93; Na₂O — от 3,61 до 4,58; K₂O — от 1,69 до 2,77.

Микрограниты обычно микроплагиофировые тонкозернистые, не полностью раскристаллизованные. Содержание микрофенокристов плагиоклаза 3—5%. Их размер 0,7—1,5 мм. Состав плагиоклаза — андезин (An_{35}). Основная масса породы сложена тонкозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза с примесью калиевого шпата (санидин) и рудной пыли, распделенной в породе неоднородно. Иногда в матриксе наблюдаются мелкие вариоли (0,2 мм в поперечнике), сложенные радиально-лучистым агрегатом плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Структура основной массы породы фельзитовая. Порода изменена вторичными процессами (пелитизирована и окрашена гидроокислами железа в охристо-бурый цвет). Химический состав микрогранитов очень однородный (в %): SiO₃ — от 73,23 до 74,7; TiO₂ — от 0,42 до 0,43; Al₂O₃ — от 11,92 до 12,47; Fe₂O₃ — от 4,02 до 4,15; MgO — от 0,2 до 0,23; CaO — от 0,33 до 0,51; Na₂O — 4,57 до 4,75; K₂O — от 2,7 до 2,86.

Микрогаббро представлен афировой тонкозернистой, полностью раскристаллизованной разновидностью. Порода сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксеном и титаномагнетитом (до 10%). Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен > титаномагнетит. Структура породы пилотакситовая. Порода слабо изменена вторичными процессами. Наблюдаются волосовидные трещины, выполненные тонкозернистым агрегатом кварца. По химическому составу порода очень однородна (в %): SiO₂ — от 50,21 до 50,7; TiO₂ — от 2,62 до 2,92; Al₂O₃ — от 12,97 до 13,09; Fe₂O₃ — 15,42; MgO — от 3,56 до 3,6; CaO — от 7,46 до 7,78; Na₂O — от 2,86 до 3,63; K₂O — от 0,87 до 0,94.

"Большой некк" сложен микрогранитами.

Микрограниты афировые тонкозернистые, не полностью и неоднородно раскристаллизованные, с единичными микрофенокристами плагиоклаза. Их размер до 0,5 мм. По составу плагиоклаз отвечает андезину (Апза). Порода сложена тонкозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза и небольшого количества рудного минерала. Встречается калиевый полевой шпат (санидин). Структура породы фельзитовая. Микрогранит изменен вторичными процессами (пелитизирован) и неоднородно окрашен гидроокислами железа в ржаво-бурый цвет. Интересно отметить, что в микрограните встречаются единичные мелкие сфероидальные включения базальта афирового мелкозернистого, хорошо раскристаллизованного.

Вариации в химическом составе микрогранита совершенно незначительны (в %): SiO₂ — 73,48—73,78; TiO₂ — 0,30—0,31; Al₂O₃ — 12,16—12,24; Fe₂O₃ — 3,03; MgO — 0,05—0,15; CaO — 0,06—0,10; Na₂O — 4,76—4,82; K₂O — 2,65—2,81.

"Малый некк" представляет собой простое изометрическое субинтрузивное тело площадью около 1 км², сложенное однородными породами микрогаббродиоритового состава.

Микрогаббро-диориты афировые тонкозернистые, не полностью раскристаллизованные. Порода сложена мелкими лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, титаномагнетитом (7—10%), девитрифицированным интерстициальным вулканическим стеклом. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > ≥ клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло. Структура породы интерсертальная, пилотакситовая. В химическом составе микрогаббро-диорита отмечаются довольно значительные вариации. Так, содержание SiO₃ изменяется от 52,55 до 58,20%; TiO₂ — от 1,69 до 2,35; Al₂O₃ — от 12,45 до 12,81; Fe₂O₃ от 13,3 до 15,08; MgO — от 1,62 до 2,84; Na₂O — от 2,86 до 3,52; K₂O — от 0,99 до 1,48%.

Долерито-андезитовый силл — это довольно мощное (около 30 м), субкордантное по отношению к платобазальтам однородно сложенное долерито-андезитовое тело.

Долерито-андезиты из эндоконтакта подошвы силла представлены микроплагнофировой стекловатой разностью. Микрофенокристы плагиоклаза составляют 1—2%. Их размеры 0,5—0,1 мм. Основная масса породы сложена девитрифицированным вулканическим стеклом с небольшим количеством лейст плагиоклаза, мелких зерен клинопироксена и рудной пыли. Формула минерального состава породы: вулканическое стекло \gg плагиоклаз > клинопироксен >> рудный минерал. Структура основной массы породы гналоандезитовая. Порода свежая. Химизм долерито-андезитов варьирует незначительно (в %): по SiO₂ — 58,32—59,35; по TiO₂ — 1,65—1,78; по Al₂O₃ — 13,30—13,49; по Fe₂O₃ — 10,00—10,21; по MgO — 3,1—3,16; по CaO — 6,18—6,36; по Na₂O — 3,40—3,71; по K₂O — 1,41—1,56.

Кислая экструзия Кельдускодар, по-видимому, двухактное образование. Об этом свидетельствует наличие эруптивной брекчии кислого состава, разделяющей две порции микрогранита. Микрограниты обеих порций имеют сходный петрографический и химический состав. Разделяющая их эруптивная брекчия близка к ним по составу, но представлена породами стекловатой фации.

Микрограниты тонкозернистые, раскристаллизованные с небольшим количеством микрофенокристов плагиоклаза (около 1—2%, размером до 1—1,5 мм) и единичными кристаллами клинопироксена (размером до 1 мм). Основная масса сложена ксеноморфными зернами кварца, плагиоклаза, рудной пылью и небольшим количеством калиевого полевого шпата (санидин). Формула минерального состава породы: плагиоклаз = кварц ≥ клинопироксен > рудная пыль > санидин. Структура основной массы породы микропойкилитовая. Порода изменена вторичными процессами. Имеются реликты призматического минерала (роговая обманка?), замещенного бурым материалом. Рудная пыль окислена, вследствие чего порода пятнами окрашена в ржаво-бурый цвет.

Микрограниты стекловатые, плохо раскристаллизованные с небольшой примесью микрофенокристов плагиоклаза (1—2%, размером до 1—1,5 мм). Кроме того, встречаются единичные микрофенокристы клинопироксена (геденбергит?) и довольно крупные выделения магнетита. Основная масса породы сложена кислым вулканическим стеклом с единичными лейстами плагиоклаза. Структура основной массы перлитовая. Порода свежая. Как было отмечено выше, эти две разности микрогранита близки по химическому составу. Содержание SiO₂ варьирует от 74,09 до 71,44%; TiO₂ — от 0,18 до 0,20; Al₂O₃ — от 12,26 до 12,65; Fe₂O₃ — от 2,59 до 2,76; MgO — от 0,10 до 0,36; CaO — от 0,10 до 0,42; Na₂O — от 4,95 до 5,58; K₂O — от 1,81 до 3,05%.

В табл. 14 приведены средние содержания главных типов пород изученных участков Брейддалурского вулкана. Из этой таблицы видно, что вулканиты Брейддалурского вулкана в целом характеризуются низкими содержаниями глинозема и повышенными концентрациями железа и титана. Эффузивные и субинтрузивные фации, одинаковые по кремнекислотности пород, изохимичны между собой. Следовательно, субинтрузивные фации пород можно считать породами, выполняющими подводящие каналы эффузивных фаций, развитых в пределах Брейддалурского вулкана. Микрограниты, слагающие сомму эруптивного центра Хестхалса, практически неотличимы от микрогранитов, слагающих "Большой

Т	8	б	л	И	Ц	8	14
---	---	---	---	---	---	---	----

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	48,00	50,46	1 72,85	73,63	73,73	59,09	57,22	72,11	56,70
TiO ₂	3,21	2,77	0,20	0,31	0,43	1, 69	1,74	0,10	2,30
Al ₂ O ₃	12,80	13,03	12,40	12,15	12,20	13,35	12,51	12,36	13,29
Fe ₂ O ₃	16,30	15,42	2,36	4,11	3,03	10,09	13,71	2,70	12,30
MnO	0,32	0,31	0,03	0,08	0,06	0,17	0,28	0,05	0,26
MgO	4,50	3,58	0,21	0,22	0,10	3,13	1,77	0,16	3,30
CaO	9,40	7,62	1,00	0,43	0,03	6,25	5,73	0,38	7,00
P ₂ O ₅	0,91	0,86	0,03	0,05	0,02	0,30	0,53	0,02	0,62
Na ₂ O	2,88	3,24	4,16	4,60	4,79	3,66	3,34	4,95	3,30
K₂O	0,30	0,91	2,27	2,80	2,73	1,47	1,38	2,82	0,93
Сумма	98,62	98,20	95,51	98,60	96,90	99,31	98,30	95,75	100,00
n	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Примечание: 1—4 — эруптивный центр Хестхалса: 1, 2 — микрогаббро, 3 — риолит, 4 — микрогранит; 5 — экструзия "Большого некка" — микрогранит; 6 — силл Брейддалсау долерито-андезит; 7 — микрогабро-днорит "Малого некка"; 8 — экструзии Кельдускодар — микрогранит; 9 — расчетный состав первичного расплава Брейддалурского вулкана. Здесь и далее n — количество анализов.

некк", экструзию Кельдускодар и риолиты эруптивного центра. Микрогаббродиориты "Малого некка" аналогичны по составу породам долерито-андезитового силла Брейддалсау; видимо, "Малый некк" служил подводящим каналом этого силла.

Для оценки состава первичного расплава, за счет которого были сформированы породы, слагающие Брейддалурский вулкан, было взято 70% состава его основных пород и 30% состава кислых. Расчеты показали, что первичный расплав Брейддалурского вулкана аналогичен по своему химизму андезиту с повышенным содержанием железа (см. табл. 14).

ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ ИСЛАНДИИ

Строение дайковых роев¹

В самом общем виде среди даек можно выделить три морфологических (и, видимо, генетических) типа.

Первый тип представлен протяженными дайками, как одиночными, так и слагающими рой параллельных даек, где их суммарный объем может составлять до 50% общего объема пород. Эти дайки обычно прорывают миоценовые платобазальты. Они крутые или, вернее, субперпендикулярны по отношению к потокам платобазальтов и изменяют свой наклон в соответствии с вторичным наклоном платобазальтов. Как правило, простирание таких даек субпараллельно простиранию главных структур Исландии (неовулканические зоны или простирание древних рифтовых зон). По составу это почти исключительно долериты, корреспондирующиеся в самом общем виде с составом вмещающих платобазальтов [Исландия..., 1978]. В исключительных случаях среди долеритов появляются сложные дайки контрастного (базальт-липаритового) состава.

Для второго типа характерны крутые ветвящиеся дайки с изменчивыми простираниями, которые слагают обширные поля, также вытянутые в целом по прости-

¹ Раздел написан А.С. Перфильевым.

ранию основных структур. Состав даек такого типа изучен только в отдельных местах, и, судя по этим данным, они также близки к базальтоидам. Поля ветвящиеся даек обычно располагаются вблизи вулканических аппаратов центрального типа внутри серии тонких выклинивающихся базальтовых потоков, подобных описанным выше (базальтовые лавы вулканического центра).

Третий тип даек связан непосредственно с вулканическими аппаратами контрастного состава. Это также крутые сложнопостроенные дайки разного простирания, нередко образующие конические рои даек.

Дайки могут прорывать как подстилающие вулканический аппарат лавы, так и тело самого вулкана. Обычно они, как и вмещающие породы, очень сильно гидротермально изменены и об их первичном составе судить трудно. Несомненно лишь, что среди даек присутствуют как основные, так и кислые разности.

В Восточной Исландии очень широко распространены дайки всех отмеченных выше типов. Линейные дайки развиты практически везде, однако их плотность резко колеблется — от долей процента до 10—20% общего объема вмещающих лав. Линейные дайки концентрируются в субмеридиональные рои, протягивающиеся на десятки километров. Внутри роев дайки в основном субпараллельны, хотя описаны и отдельные кососекущие дайки. Дайки Восточной Исландии преимущественно изучены в северной части полосы распространения третичных платобазальтов, севернее широты Беру-фьорда. Выделение роев даек, их описание и изучение строения дайковых комплексов впервые и наиболее детально проведены в работах Дж. Уокера [Walker, 1959, 1963, 1974a, b, 1975] и его коллег [Gibson, 1966; Gibson et al., 1966; Gibson, Piper, 1972]. Дайковые рои севернее Рейдарфьорда изучены М.Г. Ломизе [1976, 1977]. В связи с бурением глубокой скважины в Рейдар-фьорде было проведено изучение даек этого района [Helgason, Zentalli, 1982].

Отметим некоторые основные выводы, к которым пришли Дж. Уокер и ряд других исследователей. В современном эрозионном срезе, как считает Дж. Уокер, количество даек с глубиной возрастает [Walker, 1959]. Было высказано предположение, что такое возрастание количества даек связано с тем, что они являются подводящими каналами базальтовых серий, их вмещающих [Walker, 1963]. Соответственно возрастание плотности даек с глубиной резко увеличивается, и на глубине в несколько километров дайки могут слагать до 100% объема, с чем и связан переход от второго к третьему слою океанической коры ($V_p = 6.5$ км/ч). Во всяком случае, этот факт положен в основу интерпретации глубинной структуры многими исследователями [Gibson, 1966; Gibson, Piper, 1972; Walker, 1975].

Анализируя плотность распространения даек в районе Рейдар-фьорда, Дж. Уокер пришел к выводу, что наибольшая плотность их приурочена к тем местам, где расположены вулканические аппараты центрального типа [Walker, 1963, 1974a, b].

Рассмотрим подробно строение дайковых комплексов района р. Брейддалсау, где мы изучили их более детально (рис. 28). Здесь представлены все три типа дайковых комплексов (линейные дайки, ветвящиеся дайки и дайки типа конических).

Наибольшая сложность связана с выделением роев. Дело в том, что аэрофотоснимки имеются только для западной части изученной территории. Поэтому выделение роев для большей части района базируется только на визуальных наблюдениях. Прямое картирование и подсчет даек на определенную площадь (плотность даек) не могут быть произведены, так как по условиям рельефа хорошо обнажены крутые склоны долин и сравнительно плохо — плоские склоны возвышенностей, разделяющих эти долины. Поэтому картировочный геологический материал по всей восточной части района оказывается крайне неравнозначным при сравнении бортов долин и разделяющих их пространств. Иначе говоря, способ выделения роев даек, предложенный Дж. Уокером в 1974 г., когда отстраиваются изолинии плотностей даек и по ним выделяются рон, оказался неприемлемым.



Рис. 28. Схема расположения дайковых роев на восточном побережье Исландии

I — ветвящиеся дайки Брейддалурского вулканического центра; 2—5 — линейные рон: 2 — Стрейтисхорнский, 3 — Брейддалсвикский, 4 — Асуннарстадафедльский, 5 — Хейдарватненский; 6 — межроевые зоны; 7 — границы роев: а — достоверные, 6 — условные; 8 — линии профилей гистограмм и точки на этих профилях (см. рис. 29—33)



Рис. 29. Гистограммы распределения даек по профилю S-20-S-1

Условные обозначения к рис. 29-33

а — количество даек на 1 км вкрест простирания роя; б — суммарная мощность даек на 1 км; в — отношение количества мощных даек (более 2 м) к общему количеству даек на 1 км. Пр. — простирание, градусы



Рис. 30. Гистограммы распределения даск по профилю Sn-2—S-42 Условные обозначения см. на рис. 29









Рис. 33. Гистограмма распределения даек по профилю Sn-5—Sn-6

Условные обозначения см. на рис. 39



Дайки обладают выдержанным простиранием на площади, более того, их простирание закономерно меняется от роя к рою. Поэтому была предпринята попытка выделения роев по серии поперечных профилей, которые совпадают с крутыми склонами долин, проходящих вкрест простирания линейных даек (см. рис. 28). По этим профилям были построены соответствующие гистограммы (рис. 29—33). Замер количества (плотности), общей мощности и других параметров даек проводился последовательно для каждого километрового отрезка профиля. Средняя плотность расположения даек и другие параметры, показанные на гистограммах, приведены к проекции проложения профиля, поперечного к простиранию даек. Так как замеры проводились по 1 км линейного профиля, точность проведения границ роев составляет $\pm 0,5$ км. Кроме измерения количества (плотности) даек, производилось определение их мощностей и составлялись гистограммы суммарной мощности даек по тем же профилям (см. рис. 29—32, e).

Измерение мощности каждой дайки представляет собой очень трудоемкий процесс, и составление гистограмм по профилям заняло бы не один полевой сезон. Поэтому было проведено упрощенное и усредненное измерение этих мощностей. Для этих целей на каждом профиле на нескольких отрезках были измерены мощвсех даек. Оказалось, что во всех случаях дайки распадаются по ности мощности на две группы. Одна из них объединяет дайки с мощностями от 0,7 до 1,5 м, другая — с мощностями 2,5-4 м. Дайки промежуточных мощностей и дайки с мощностями, выпадающими в ту и другую сторону от этих пределов, встречаются среди линейных даек сравнительно редко. Проведенные подсчеты по участкам дали возможность говорить о том, что для первой группы даек (маломощных, до 2 м) можно принять среднюю мощность 1 м, а для второй группы (дайки мощностью более 2 м) средняя мощность составляет 3 м. Далее уже на всем проложении профилей было подсчитано количество даек менее 2 м и более 2 м (визуально) на каждый километр профиля. Эти цифры и положены в основу предлагаемых гистограмм. Разумеется, полученные данные несколько усреднены, но, по-видимому, такое усреднение не может оказать существенное влияние на результаты анализа гистограмм. Нам кажется, что измерение суммарной мощности даек, отнесенной на единицу объема вмещающих пород, представляет собой более важный параметр, чем их количество (плотность), так как первое лучше отражает суммарную величину раздвигания коры, чем второе. И действительно, как показывает анализ гистограмм, суммарная мощность даек на 1 км профиля дает более дискретную картину и четче выявляет границы роев, нежели гистограмма плотностей даек.

Третий тип гистограмм (см. рис. 29—32, в) отражает отношение мощных даек (более 2 м) к общей сумме даек для каждого километра профиля. Эти гистограммы позволяют лучше оценить различие и сходство между роями и внутреннюю структуру самих роев по простиранию и вкрест его.

Все приведенные методические приемы применимы только к линейным дайкам, имеющим выдержанные простирания внутри роев и в межроевых пространствах. Для ветвящихся и конических даек такая методика неприменима. Эти рои (или поля) даек, строго говоря, могут быть выделены, только исходя из плотности даек на единицу площади. Такая работа не может быть проведена без аэрофотоснимков, и поэтому границы площади широкого развития ветвящихся даек определены только качественно.

Анализ полученных результатов (см. рис. 28) позволяет утверждать, что линейные дайки образуют линейные зоны сгущения (рои), где плотность и суммарная мощность даек резко возрастают по сравнению с межроевыми пространствами. Плотность даек в роях колеблется в общем случае от 20 до 50 даек/км, а в межроевых пространствах эти цифры составляют 0-2 дайки/км. Границы роев даек достаточно резкие, и имеются случаи некоторого уменьшения главных параметров к границам роя, а также возрастания плотности и суммарной мощности к границам. Разумеется, в некоторых случаях границы могут быть приведены и немного иначе, но при этом не изменяется количественная картина распределения даек по профилю. Следует также иметь в виду, что некоторая условность проведения границ связана с выбором методики (замеры по километровым отрезкам). Составленные по профилям гистограммы позволили выделить на этих линиях границы ряда роев линейных даек. Между профилями границы роев прослеживались непосредственным картированием без количественного обсчета.

Следует отметить еще одно обстоятельство, которое учитывалось при картировании. Изучение линейных даек показало, что дайки внутри роя имеют очень выдержанные простирания, характерные для данного роя, в отличие от простирания даек в соседних роях. Более того, в прилегающих к рою частях межроевого пространства единичные дайки сохраняют типичное для данного роя простирание даек. При приближении к смежному рою единичные дайки приобретают простирание, свойственное дайкам смежного роя. Граница смены простирания даек резкая, без промежуточных простираний, и с некоторой долей условности она легко картируется. Зоны распространения даек с близкими простираниями на изученных профилях показаны над гистограммами.

Как видно из рис. 28, выделяется ряд вытянутых в субмеридиональном направлении роев линейных даск, разделенных межроевыми зонами. По ширине рои даск вполне соизмеримы с межроевыми зонами. Кроме того, отчетливо выделяется поле ветвящихся даск, расположенных вблизи Брейддалурского вулканического аппарата и севернее него.

С востока на запад выделяются Стрейтисхорнский, Брейддалсвикский, Ассунарстадафедльский и Хейдарватненский рои линейных даек. Между двумя последними роями расположены поле ветвящихся даек и Брейддалурский вулканический аппарат. Линейные дайки Хейдарватненского и Ассунарстадафедльского роев проходят внутри поля ветвящихся даек.

Стрейтисхорнский рой обнажается на восточном побережье так, что его восточная часть уходит под уровень моря. Рой прослеживается от мыса Стрейтисхорн в северо-восточном направлении. Северо-западная граница роя имеет на юге (мыс Стрейтисхорн) простирание 25° и на севере (севернее горста Брейддалсвик) простирание до 40°. Рой сложен преимущественно мощными (3—4 м) дайками, но некоторые из них достигают мощности 8 м. В составе даек преобладают афировые разности долеритов, в разной степени раскристаллизованные. Этому рою принадлежит знаменитая сложная дайка Стрейтисхорн [Walker, 1964], сложенная кислыми и основными породами. Подробное описание дайки будет дано ниже.

Брейддалсвикский рой даек выделяется западнее. Это мощный рой, прослеживающийся через всю изученную территорию. На большей части площади границы роя имеют северо-восточное (до 40°) простирание, и только на юге (г. Дьюпивогур) западная граница роя приобретает меридиональное направление. В северной части роя (см. рис. 32) широко развиты как маломощные, так и мощные (3—4, до 8 м) дайки, не очень большой плотности размещения. Южнее (см. рис. 29) плотность и суммарная мощность даек резко возрастают за счет широкого рас-118 пространения сравнительно маломощных (1—1,5 м) даек. В южных сечениях плотность и суммарная мощность даек вновь несколько уменьшаются за счет относительного уменьшения роли маломощных даек.

Брейддалсвикский рой даек отделен от Стрейтисхорнского роя сравнительно нешироким (соизмеримым с шириной самих роев) межроевым пространством. Особенно хорошо это видно в северном сечении роя (см. рис. 32), где можно в принципе рассматривать оба роя как единый рой с увеличением плотности даек по краям. Однако в южном направлении оба роя расходятся, и межроевое пространство достигает 5—6 км. Оба рассмотренных роя роднит также генеральное простирание самих роев (примерно 40°) и простирание преобладающих даек (20—30°). Только на самом юге Брейддалсвикского роя появляются отдельные дайки иного простирания (50—70°), но их взаимоотношение с дайками генерального направления не установлено. Дайки, встречающиеся в межроевом пространстве, также имеют простирание 20—30°.

Дайки Брейддалсвикского роя представлены в основном афировыми долеритами разной степени раскристаллизованности, причем намечается ее закономерное увеличение с ростом мощности даек. Иногда встречаются мелкопорфировые (плагиофировые) долериты с неравномерным распределением вкрапленников плагиофировые) долериты с неравномерным распределением вкрапленников плагиофировых долеритов с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Эти дайки по петрографическому и вещественному составу не отличаются от плагиофировых базальтов Грейнаватна, описанных выше, и, возможно, являются их комагматами.

Западнее выделяется Ассунарстадафедльский рой даек, вытянутый в субмеридиональном направлении (простирание роя 25°). В поперечном сечении роя выделяются два максимума плотности и суммарной мощности даек, разделенных полосой относительно пониженных значений этих параметров. Рой сложен дайками с разными мощностями (от 1 до 6—8 м). Однако в краевых зонах роя, там, где нарастает плотность даек, относительное количество мощных даек становится больше. На гистограммах (см. рис. 29—32), составленных поперек роя, наблюдается некоторое сходство его с двумя роями, описанными выше.

В южном направлении плотность даек заметно уменьшается (см. рис. 29) и рой постепенно выклинивается. Как видно из гистограмм (см. рис. 29—32), при этом сначала исчезают сравнительно маломощные дайки и южное окончание роя представлено в основном сравнительно редкими мощными дайками.

Рой сложен афировыми, реже мелкопорфировыми долеритами разной степени раскристаллизованности.

Простирание даек внутри роя колеблется в небольших пределах (7—10°) и отлично от генерального простирания даек межроевого пространства, дайки сохраняют те же субмеридиональные простирания, что и внутри роя.

Редкие субмеридиональные дайки наблюдаются и западнее Ассунарстадафедльского роя. Западнее рой соприкасается с полем развития разноориентированных даек ветвящегося роя. Внутри этого поля наблюдались отдельные субмеридиональные дайки, так что не вызывает сомнения совмещение даек, генетически связанных с двумя разными роями на этой площади. Южнее Беру-фьорда редкие субмеридиональные дайки в западном направлении резко сменяются дайками иного (северо-восточного) направления, связанными с Хейдарватненским роем.

Ветвящиеся дайки отчетливо приурочены к сложному вулканическому центру Брейддалур и не выходят за границы площади распространения пород этого центра (см. рис. 28). По левому борту долины Беру-фьорда хорошо видно, что платобазальты, заливающие лавы вулканического центра Брейддалур, перекрывают также и дайки ветвящегося комплекса, а последние никогда не прорывают платобазальтовые потоки. Изучение ветвящихся даек требует применения другой методики, нежели та, которая была использована для линейных роев даек. Поэтому ниже будет дана самая общая характеристика этих даек. Лучше всего ветвящиеся дайки видны на склоне горы То и на северном склоне долины р. Брейддалсу. Это в основном слабоизгибающиеся ветвящиеся дайки. На участке склона горы протяженностью 1 км² наблюдается 35 даек, среди которых можно выделить три группы разного направления: с простиранием $30-50^\circ$ и с почти вертикальным падением — 12 даек; с простиранием $170-0^\circ$ и с субвертикальным падением — 5 даек; с простиранием $30-50^\circ$ и с падением на C3 под углом $40-70^\circ$ — 8 даек. Все эти дайки, как правило, соединяются между собой, но не пересекают друг друга, создавая довольно причудливую сетку даек в объеме. От места к месту простирания и падения даек меняются, так что в другом выбранном участке будут другие статистические пики простирания колеблется в пределах $330-50^\circ$. Падения даек направлены в разные стороны, но обычно достаточно крутые (от 40° до вертикальных).

Значительно реже встречаются маломощные (0,5—0,7 м) дайки, пересекающие дайки описанных выше систем. Они не бывают вертикальными и имеют северовосточное простирание с падением на северо-запад под углом 30—50°. Среди этих секущих даек наряду с долеритами зафиксированы единичные дайки кислого состава.

Ветвящиеся дайки в отличие от линейных даек, описанных выше, обычно извилисты, нередко имеют пилообразные контакты (часто один контакт прямолинейный, другой пилообразный с зубцами, ориентированными вверх) и сравнительно маломощны (в основном около 1 м). Мощные (более 2 м) дайки образуют не более 20% общего числа даек и обычно имеют четкие меридиональные или северо-восточные простирания. Вероятно, эти мощные дайки связаны с дайками смежных линейных роев.

Ветвящиеся дайки сложены почти исключительно афировыми, очень тонкозернистыми долеритами. Встречены также единичные дайки кислого состава.

Хейдарватненский рой линейных даек слагает водораздельную часть р. Брейддалсау и Беру-фьорда, с одной стороны, и р. Окси — с другой. Наиболее хорошо дайки роя обнажены в окрестностях оз. Хейдарватн (см. рис. 28).

Рой даек слагает широкую полосу, обильно насыщенную интрузивными телами. За пределами роя встречаются отдельные редкие дайки. Западная граница устанавливается очень четко и имеет почти меридиональное простирание. Восточная граница может быть установлена только для отрезка к югу от Беру-фьорда, где она также почти долготна. Севернее дайки Хейдарватненского роя проходят внутри поля развития ветвящихся даек, и проведение границы роя на этом отрезке невозможно.

Для большей части площади распространения даек Хейдарватненского роя имелись аэрофотоснимки, что позволило составить карту площадного распространения даек внутри роя и за его пределами (рис. 34).

Как видно из гистограмм (см. рис. 29—33), для Хейдарватненского роя характерно преобладание мощных даек над относительно маломощными. В поперечном сечении южной части роя устанавливается некоторая асимметрия (особенно по суммарной мощности даек). Западная граница роя значительно более резкая, чем восточная. Наблюдается некоторое увеличение плотности даек к внутренним частям роя. Большая сглаженность восточной границы обусловлена относительным увеличением роли маломощных даек в восточной части роя по отношению к западной.

В отличие от описанных выше линейных роев устанавливаются дайки двух генеральных направлений — простирание 25 и 0°. Как видно из схемы (см. рис. 34), дайки обоих направлений нередко соединяются друг с другом, но никогда не видно достоверного пересечения даек одного направления дайками другого. Место



Рис. 34. Схема распространения даек Хейдарватненского роя

дайки; 2 — граница роя даек; 3 — линии профилей гистограмм и точки на этих профилях;
4 — секции измерения простирания даек; 5 — дороги

соединения разноориентированных даек было специально изучено в 1,5 км к югу от оз. Хейдарватн. Оказалось, что дайки соединяются под острым углом. Но между ними нет закалок или других признаков секущих взаимоотношений. Долериты одной дайки сливаются с такими же долеритами другой. Иными словами, есть все основания полагать, что дайки обоих генеральных направлений формировались одновременно и из одной магматической камеры. Севернее оз. Хейдарватн выявлено несколько протяженных даек субширотного и северо-западного простираний. Эти дайки отчетливо пересекают дайки поперечного простирания. Было изучено в обнажениях одно из таких пересечений субмеридиональной дайки дайкой северо-западного простирания. Субмеридиональная дайка мощностью до 8 м сложена плагиофировым долеритом. Рассекающая дайка сложена плагиофировым долеритом с гигантскими вкрапленниками плагиоклаза. Отчетливо видны зоны закалки. Мы специально остановились на этом контакте, так как пересечение разноориентированных даек в линейных дайковых роях явление исключительное.

Дайки Хейдарватненского роя представлены плагиофировыми и афировыми долеритами. Афировые разности резко преобладают. Характерно, что в этом рое степень раскристаллизации и присутствие вкрапленников плагиоклаза не зависят от мощности даек.

Долеритовые силлы встречены всего в двух местах. Крупный долеритовый силл обнажается в верхней части склона хребта, разделяющего Стодварфьорд и залив Брейддалсвик. Мощность этого силла колеблется от первых десятков метров до 150 м. Силл сложен афировыми долеритами с перекрестно выраженной столбчатой отдельностью. При этом имеются столбы, субперпендикулярные подошве и кровле, а субгоризонтальные участки с различными ориентировками отдельности образуют крупные линзовидные тела. Силл долеритов наклонен в западном направлении, причем его падение несколько круче, чем наклон потоков, которые он рассекает.

Кроме потоков, силл рассекает также дайки, и в том числе сложную дайку Стрейтисхорн. На контакте силла с лавами и дайками всегда отчетливо устанавливается закалка.

Второй силл был обнаружен на северном берегу Беру-фьорда. Его мощность не превышает 15 м. Силл сложен гигантоплагнофировыми долеритами. Характерна четкая столбчатая отдельность, перпендикулярная кровле и подошве силла. Силл наклонен в юго-западном направлении под углом 10°, круче, чем наклонены потоки лав. Силл рассекает лавовые потоки и дайки Брейддалсвикского роя, и в его контактах видны отчетливые закалки.

Характерная особенность силла заключается в том, что дайки, развитые под силлом, не находят своего непосредственного продолжения выше кровли силла. Они обнаруживаются в 70—100 м юго-западнее. Можно предположить, что по силлу произошло некоторое соскальзывание верхнего блока на юго-запад.

Возраст даек и дайковых роев определяется только по косвенным данным. Материалы абсолютной геохронологии для даек Восточной Исландии отсутствуют. Синхронность ветвящихся даек и их комагматичность вулканитам Брейддалурского центра, по-видимому, не вызывают сомнений. Эти дайки не выходят за пределы пород вулканического центра и вместе с вулканитами перекрываются платобазальтами. В нескольких местах (на северном борту долины р. Брейддалсу, на северном борту долины Беру-фьорда) наблюдались прямые переходы ветвящихся даек в шлаки и пузырчатые лавы вулканического центра. В соответствии с этим можно уверенно говорить, что ветвящиеся дайки, как и Брейддалурский вулканический центр, одновозрастны.

Для линейных даек определять возраст значительно сложнее. Можно предполагать, что внутри роя основная масса даек близка по возрасту. Об этом свидетельствует то, что, кроме исключительных случаев (см. описание Хейдарватненского роя), не отмечается пересечений одних даек другими. Как отмечалось выше, даже когда соединяются разноориентированные дайки, они оказываются одновозрастными. М.А. Певзнер провел палеомагнитный анализ десяти даек Стрейтисхорнского роя, и оказалось, что девять из них имеют обратную намагниченность, такую же, как и вмещающие их платобазальты (10-я палеомагнитная эпоха). Одна дайка намагничена нормально. Значительно севернее, в районе 122 Рейдар-фьорда, было проведено массовое измерение полярности остаточной намагниченности даек [Piper et al., 1977]. Авторы пришли к выводу о частой смене полярности внутри роя. Однако следует иметь в виду, что эти дайки рассекают лавы, отвечающие по возрасту 8-й палеомагнитной эпохе. Эта эпоха изобилует эпизодами с нормальной полярностью, что не могло не сказаться на магнитной характеристике даек. Во всяком случае, можно констатировать, что дайки каждого роя формировались в единой динамической обстановке и вряд ли с большим разрывом во времени. Иначе трудно объяснить пространственную разобщенность даек с разными генеральными простираниями.

Дж. Уокер [Walker, 1975], изучая закономерность распределения даек, пришел к выводу, что количество даек вверх по склону значительно уменьшается в пределах одного роя. Он объяснял это тем, что дайки являются подводящими каналами платобазальтов и соответственно более или менее одновозрастны вмещающим базальтам.

Относительная последовательность формирования роев отдельных даек позволяет прийти к следующим выводам. Стрейтисхорнский рой даек, судя по палеомагнитным данным, имеет обратную намагниченность, такую же, как и вмещающие платобазальты. Одна из даек роя с отрицательной намагниченностью заканчивается шлаковым конусом, который подстилается и перекрывается платобазальтами. Дайки роя пересечены долеритовым силлом, имеющим положительную намагниченность и возраст, который, вероятно, отвечает 9-й эпохе. Таким образом, наиболее вероятный возраст даек — 10-я палеомагнитная эпоха, т.е. такой же, как и вмещающих платобазальтов.

Дайки Брейддалсвикского роя пересекают лавовые потоки вплоть до плагиофировых потоков горизонта Грейнаватн. Среди них встречены дайки такого же состава, что и лавы грейнаватненского горизонта. Установлен переход одной дайки этого роя в маломощный поток шлаколав, залегающих между плагиофировыми лавами Грейнаватн. Все эти данные не противоречат предположению, что рой формировался примерно в то же время, что и вмещающие платобазальты.

Дайки Хейдарватненского роя секут породы 8-й палеомагнитной эпохи и породы Брейддалурского центра. Одна крупная дайка северо-восточного простирания пересекает меридиональные дайки Ассунарстадафедльского роя, что может косвенно указывать на относительно более молодой возраст даек Хейдарватненского роя.

Таким образом, имеющиеся данные не противоречат представлению о том, что с востока на запад одновременно с омоложением платобазальтов происходит и последовательное омоложение дайковых роев. Время формирования этих роев близко ко времени формирования вмещающих платобазальтов.

Рассмотрим некоторые характерные особенности строения даек. Линейные дайки обычно имеют выдержанное простирание, четкие границы с вмещающими платобазальтами (обычно с закалками). На контактах с вмещающими базальтами нет брекчирования или иных признаков нагнетания магмы под давлением. Очень важной особенностью линейных даек является то, что на всей изученной территории почти нет случаев, чтобы дайки переходили в силлы или потоки платобазальтов. Обычно дайки обрываются эрозионным срезом или выклиниваются в толще платобазальт в. Последний случай значительно более редкий. При выклинивании дайка заканчивается пилообразно, причем "зубцы" ориентированы острием вверх и, как правило, расположены только с одной стороны. Мы зафиксировали только два случая, когда можно предположить выход магмы на поверхность. В первом из них (рой Стрейтисхорн, северный склон залива Брейддалсвик) долеритовая дайка в верхней части склона брекчируется, в краях ее появляются пузырчатые шлаки и сама дайка разделяется на несколько более тонких конических даек, рассекающих небольшой шлаковый конус. Венчает этот маленький конус грибовидное тело пузырчатых шлаков диаметром в несколько метров. Шлаколавовый конус не превышает по высоте 3-4 м, а в диаметре 8-10 м. Никаких

лавовых потоков, вытекающих из этого конуса, нет. Платобазальты прислоняются и перекрывают этот конус.

Другой случай изучил Ю.И. Дмитриев в каньоне р. Буландсау. Здесь дайка Брейддалсвикского роя внедряется в шлаковую линзу, постепенно выполаживается и переходит в тело шлаков с кусками и лепешковидными телами пузырчатых лав. Протяженность этого потока шлаков не более первых десятков метров. По своему характеру шлаколавы сходны с пузырчатыми лавами и шлаками базальтоидов Брейддалурского вулканического центра и занимают такое же положение в разрезе (непосредственно выше плагиофировых базальтов грейнаватненского горизонта). Они могут рассматриваться как самые краевые и самые ранние проявления вулканизма Брейддалурского центра. Таким образом, приходится констатировать, что дайки линейных роев не являются подводящими каналами платобазальтов¹. Последние надо искать, по-видимому, западнее, и сейчас они полностью перекрыты.

В связи с последним предположением следует обратить внимание на тот факт, что среди изученных даек никогда не встречаются сложные, многократные дайки (дайка в дайке), которые разделялись бы краевыми закальными зонами или зонами с более тонкой зернистостью. Исключение представляет сложная дайка Стрейтисхорн, которая в некоторых сечениях (особенно гипсометрически высоких) может рассматриваться как повторное внедрение кислой магмы внутрь сравнительно застывшего базитового материала более раннего этапа формирования этой дайки. Однако в других сечениях обе магмы в теле дайки застывали почти одновременно.

В вертикальном разрезе линейные дайки образуют кулисообразно подставляющие тела с односторонним смещением кулис на 3—4 м. Протяженность таких кулис по вертикали, как правило, несколько десятков метров (до 100 м). Во многих случаях таких кулис в вертикальном разрезе не видно на протяжении нескольких сот метров по вертикали. Переход между концами смежных кулис осуществляется через сложную зону брекчированных вмещающих базальтов, пронизанных извилистой системой тонких долеритовых жил, образующих "паутину" с вытянутостью ячеек в направлении от верхнего конца одной кулисы к нижнему концу другой. Мощности этих жилок от первых сантиметров до 10—20 см, причем более мощные жилки становятся более прямолинейными. Обломки базальтов между жилами долерита колеблются от 5—6 см до 0,7—1 м в поперечнике. Другой тип нарушения линейности даек в вертикальном разрезе связан с проникновением дайки в более мягкий материал (туфы, осадочные породы, шлаки). В этих случаях сбоку дайки появляется раздув долеритового материала или дайка изгибается коленообразно, смещаясь на несколько метров.

Прослеживание даек в плане показало, что, как и в вертикальном разрезе, дайки образуют кулисообразные тела, смещенные относительно друг друга в одном направлении. Особенно хорошо это видно при прослеживании по простиранию сложной дайки Стрейтисхорн в районе мыса Стрейтисхорн. Сложная дайка (с кислым ядром и долеритовыми краями) распадается на две кулисы. На концах кулис кислое ядро выклинивается и продолжается только долеритовая составляющая дайки. Было детально изучено место соединения двух кулис долеритовой дайки непосредственно западнее дайки Стрейтисхорн. Переход от конца одной кулисы к концу другой, так же как и в вертикальном разрезе, осуществляется через сложную паутину жил и тонких даек долеритового же состава, пронизывающих брекчию базальтов. Практически все дайки образуют кулисы, однако в одних дайках эти кулисы имеют правый, а в других левый закон. В исключительных случаях вместо кулис возникают резкие коленообразные изгибы даек. Расстояния между кулисами обычно невелики и не превышают 10—15 м.

Отмеченные выше особенности строения даек в вертикальном и горизонтальном

¹ Аналогичный вывод сделал А. Гудмундссон для даск в районе Беру-фьорда [Gudmundsson, 1983].



Рис. 35. Днаграмма распределения простирания даек

а, 6 — Брейддалсвикский рой: а — северное (27 измерений), 6 — южное (25 измерений) сечения; в, г — Хейдарватненский рой: в — секция 1 (21 измерение), г — секция 2 (46 измерений) на рис. 34

срезах, как нам кажется, свидетельствуют о вертикальной и горизонтальной сдвиговых составляющих движения при формировании даек.

Для даек Брейддалсвикского роя было проведено измерение простирания всех даек по двум выборочным сечениям. Одно сечение отвечает северному сектору роя (окрестности вулкана Брейддалсвик), другие — южному (в районе г. Дьюпивогур). На основании полученных данных построены соответствующие диаграммы (рис. 35). Как видно из этих диаграмм, в обоих сечениях роя простирания даек укладываются в очень четкий статистический пик, отвечающий 15—20° в северной части роя и 20—25° в южной части его. Простирание самого Брейддалсвикского роя довольно устойчиво (в пределах измеряемых частей) и составляет 40—45°. Таким образом, простирания даек отклоняются от простирания роя к меридиану на 30—20°.

К сожалению, таких статистических данных для даек Ассунарстадафедльского роя не имеется. Здесь проводились замеры простирания даек через определенные интервалы, построить соответствующие графики не удалось. Однако имеющиеся замеры простирания даек укладываются в интервал 350—10°, т.е. близки к меридиану. Простирание самого роя 20—25°. Таким образом, здесь мы имеем отклонение простирания даек от простирания роя на 35—10° в сторону меридиана.

Детальное измерение простирания всех даек было проведено и для Хейдарватненского роя на двух сечениях — центральном и южном (секции 1, 2, где проведено полное измерение простираний даек, показанных на рис. 33). Для обеих секций построены соответствующие диаграммы (см. рис. 35). Как видно из этих диаграмм, выделяются одно (для секции 1) и два (для секции 2) максимума преобладающих простираний. Одно из них, совпадающее для обеих секций, имеет пик на простирании 25°, второе (только в секции 2) — на 0°.

Статистические поля простирания даек более размазаны (колебания простираний в более широких пределах), чем это имеет место в предыдущих двух роях. Не исключено, что это отличие связано с большим количеством измерений, сделанных в Хейдарватненском рое. Однако и в этом случае видно, что генеральные простирания не соответствуют простиранию роя (по крайней мере, его западной границе, которая имеет простирание 10—15°), но здесь угол расхождения между простираниями даек и роя меньше, чем в описанных выше случаях. Это может быть связано с тем, что восточная граница роя неизвестна (она скрыта под полем распространения ветвящихся даек) и истинное простирание роя нам неясно. Косая ориентировка даек по отношению к западной границе роя хорошо прослеживается и при дешифрировании аэрофотоснимков (см. рис. 33).

Нам представляется, что такое закономерное отклонение простираний роев даек от простираний самих даек внутри каждого роя достаточно убедительно свидетельствует о наличии сдвиговой компоненты в динамической системе в момент формирования даек. Выше уже приводились другие данные в пользу такого предположения.

К сожалению, выявить прямые сдвиговые перемещения вдоль даек или сдвиги, совпадающие с генеральными простираниями даек, необычайно трудно. Вмешающие потоки базальтов лежат почти горизонтально, а их простирание параллельно простиранию даек, в связи с чем сдвиговая компонента не видна. Но в одном случае, непосредственно севернее оз. Хейдарватн, такой сдвиг был выявлен и изучен. Здесь проходит субширотная дайка микродиоритового состава, имеющая вертикальное падение. Эта дайка разорвана субмеридиональным разломом, по которому восточная часть дайки сдвинута на юг относительно западной на 50 м (правобоковой сдвиг). В 50 м севернее этой дайки сдвиг обнажается в крутом уступе. где он рассекает потоки платобазальтов. Этот сдвиг представлен двумя разломами, разделенными ненарушенным блоком мощностью 20 м. Разломы представлены зонами субвертикального кливажа и дробления вмещающих пород мощностью до 2 м. Кливаж сгущается к внешним краям этих разломов и постепенно исчезает по направлению к межразломному блоку. Внешние границы разломов резкие, и по ним затерты породы из крыльев. Межразломный блок опущен, и вертикальная составляющая по этим разломам около 3 м. Таким образом, в данном случае мы имеем типичный грабен (структуру растяжения) внутрисдвиговой зоны. Можно предположить, что сходные в динамическом отношении структуры растяжения использовались базальтовой магмой при формировании даек.

Анализируя простирание роев линейных даек, легко видеть, что при движении с востока на запад от древних роев к более молодым происходит последовательное изменение простираний от северо-восточного (Брейддалсвикский рой с простиранием 45°) через северо-северо-восточное (Ассунарстадафедльский рой с простиранием 25°) до почти меридионального (Хейдарватненский рой с простиранием 10°). При этом в первых двух роях также закономерно изменяются и генеральные простирания даек. К этому нужно присовокупить то, что простирания платобазальтов также закономерно меняются в соответствии с изменением простирания роев даек, оставаясь в целом параллельными роям в каждом случае. Сейчас трудно дать однозначное объяснение этому феномену, но думается, что наиболее вероятен постепенный разворот всего блока по часовой стрелке в процессе спрединга.

Последнее обстоятельство, на котором хотелось бы остановиться, — соотношение наклона платобазальтов и рассекающих их даек. Как и везде, в Исландии в большинстве случаев дайки перпендикулярны потокам платобазальтов и наклонены в соответствии с наклоном платобазальтов. Генеральный наклон платобазальтов почти всегда ориентирован к осевой части рифта, т.е. в рассматриваемом районе потоки платобазальтов имеют падения в западных румбах. Однако изучение соотношения даек и платобазальтов внутри роев линейных даек показало, что это не всегда так. В северном сечении Брейддалсвикского роя, где вмещающие платобазальты наклонены в северо-западном направлении под углом 6—8°, из 26 даек 18 строго перпендикулярны потоками и имеют крутое (82°) восточное падение, а 8 даек залегают вертикально. Примерно такие же соотношения характерны для восточного максимума Ассунарстадафедльского роя, где платобазальты наклонены на запад под теми же углами. В южном сечении Брейддалсвикского роя, где потоки лежат практически горизонтально (наклон на запад не превышает 3°), все дайки перпендикулярны потокам и практически вертикальны. Конечно, имеющихся данных недостаточно для объяснения этих фактов, но можно предположить, что формирование дайкового роя происходило одновременно с образованием тектонического наклона потоков в сторону рифтовой зоны. При этом небольшая часть даек внедрилась уже после того, как наклон образовался.

* * *

Подведем некоторые итоги.

1. Дайки в пределах каждого линейного роя сформировались в одной динамической системе и почти одновременно.

2. С востока на запад происходит омоложение дайковых роев. Рои формировались синхронно или несколько позже вмещающих платобазальтов.

3. Дайки линейных роев не являются подводящими каналами платобазальтов.

4. Особенности строения даек и дайковых роев свидетельствуют о наличии сдвиговой компоненты при внедрении даек.

5. При движении с востока на запад (от древних к молодым) происходит последовательное изменение простираний роев (и даек) от северо-восточного к меридиональному.

Было бы слишком смело предположить исчерпывающую генетическую модель, объясняющую все перечисленные особенности строения роев. Однако нам кажется, что в качестве предварительной гипотезы такая модель обсуждаться может. Дайковые рои формируются не в оси спрединга, а на его восточном фланге. Образование роев связано с раскрытием дополнительных трещин, которые возникали при неравномерном раздвигании и последовательном развороте отодвигающегося блока по часовой стрелке. Возникающие при этом напряжения удовлетворительно объясняют приведенные выше закономерности строения роев. Такой модели противоречит простирание даек Хейдарватненского роя, отклоняющееся не к западу, а к востоку от простирания роя.

Для этого роя, как отмечалось, характерны два статистических пика простираний даек, один из которых отклоняется на северо-восток, а другой — к меридиану от генерального простирания роя. Надо сказать, что простирание роя устанавливается не очень уверенно, так как западная граница картируется на северном его отрезке, а восточная на южном. Хейдарватненский рой протягивается на север вплоть до Рейдар-фьорда. Его описание можно найти в работах Дж. Уокера [Walker, 1959], Й. Хельгасона и М. Зентилли [Helgason, Zentilli, 1985]. По этим данным мы построили график плотностей даек в рое и диаграмму статистического распределения даек с разными простираниями внутри роя. Статистический максимум простираний даек (правда, не такой четкий, как для других роев) дает отклонение простираний даек к меридиану от простирания самого роя, т.е. такую же закономерную картину, как и в остальных выделенных нами роях (рис. 36, 37).





Рис. 36. Гистограмма распределения количества даек и их плотности вкрест простирания Хейдарватненского роя в районе изголовья Рейдар-фьорда. Составлена С.Г. Самыгиным по данным Й. Хельгасона и М.Зентилли [Helgason, Zentilli, 1985]

Рис. 37. Диаграмма распределения простираний даек Хейдарватненского роя в районе изголовья Рейдар-фьорда. Составлена С.Г. Самыгиным по данным Й. Хельгасона и М. Зентилли [Helgason, Zentilli, 1985]

/ — генерализованное простирание всего роя; 2 — границы роя по Дж. Уокеру [Walker, 1966]

Петрография и вещественный состав

Изучение петрографии и химизма простых даек, относящихся к различным роям, показало сходство их вещественного состава. В целом все дайки, за исключением комплексных, представлены слабо дифференцированными породами, принадлежащими к высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой сериям. Комплексные дайки также представлены породами этих двух серий. В отличие от первой группы даек они характеризуются сильной степенью дифференцированности с контрастным типом дифференциации. В то же время простые дайки разных роев обнаруживают незначительные вариации в химизме пород. Это в первую очередь касается дайковых роев, объединенных в группы по характеру простирания даек: первая группа — дайки субмеридионального простирания (Ассунарстадафедльский рой), вторая группа — дайки северо-восточного простирания (Стрейтисхорнский и Брейддалсвикский рои); третья группа — ветвящиеся дайки. Комплексные дайки, входящие в Стрейтисхорнский рой, составляют особую группу. Ниже описание вещественного состава даек будет приведено не по роям, а по этим четырем группам.

Группа даек субмеридионального простирания сложена долеритами двух типов — афировыми и плагиофировыми.

Афировые долериты слагают 85% даек. Среди них выделяются две разновидности. Одна из них представлена мелкозернистым раскристаллизованным долеритом с редкими (до 1%) микрофенокристами плагиоклаза. Их размер достигает 1—2 мм в поперечнике. Судя по кристаллооптическим свойствам, микрофенокристы плагиоклаза представлены битовнитом (Аn₇₅). Матрикс породы сложен лейстами плагиоклаза, клинопироксеном и титаномагнетитом (7—12%). Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ клинопироксен > титаномагнетит. Структура породы офитовая. Порода свежая.

Вторая разновидность представлена тонкозернистым, почти полностью раскристаллизованным долеритом, порода сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, титаномагнетитом (до 7-8%) и небольшим количеством интерстициального вулканического стекла. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен ≥ титаномагнетит > вулканическое стекло. Структура породы субофитовая, редко интерсертальная. Порода вторично изменена слабо. Плагиоклаз свежий. Вулканическое стекло частично девитрифицировано и замещено смектитом.

Плагиофировые долериты слагают 15% даек. Как правило, это хорошо раскристаллизованная мелкозернистая порода. Количество фенокристов плагиоклаза в различных дайках варьирует от 5—7 до 20%, а их размер от 2—3 до 5— 6 мм. Иногда они образуют гломеропорфировые сростки. По кристаллооптическим эпределениям фенокристы плагиоклаза представлены битовнитом (*Ап*₈₀). Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза, клинопирсксеном, титаномагнетитом (5—8%) и единичными зернами оливина. Структура основной массы породы офитовая. Порода свежая.

Дайки субмеридионального простирания сложены долеритами, химический состав которых (в %) колеблется в очень узких пределах: содержание SiO₂ — от 47,93 до 49,29; TiO₂ — от 2,73 до 3,79; Al₂O₃ — от 12,74 до 13,79; суммарные содержания железа, пересчитанные на Fe₂O₃, — от 14,29 до 16,02; MgO — от 4,45 до 5,88; CaO — от 8,38 до 10,84; Na₂O — от 2,47 до 2,97; K₂O — от 0,49 до 0,83. Исключение представляют плагиофировые долериты с большим содержанием фенокристов плагиоклаза (более 15%). Такие разновидности долеритов характеризуются более высокими концентрациями Al₂O₃ (до 16,52%), CaO (до 12,79%) и пониженными содержаниями Fe₂O₃ (не более 11,57%).

Группа даек северо-восточного простирания, так же как и описанная выше,

¹ Раздел написан Б.П. Золотаревым.

сложена породами двух петрографических типов — афировыми и плагиофировыми долеритами.

Афировые долериты слагают 70% даек этой группы. По зернистости среди них встречаются тонкозернистые, мелкозернистые и среднезернистые разности. Преобладают мелкозернистые породы, почти полностью раскристаллизованные. Порода сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, титаномагнетитом (5-12%). Долериты некоторых даек содержат интерстициальное вулканическое стекло и единичные зерна оливина. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин. Структура породы офитовая, иногда интерсертальная. Чаще всего долериты, слагающие дайки, свежие, иногда порода слабо изменена. Во всех случаях плагиоклаз и клинопироксен свежие. Иногда вулканическое стекло и оливин частично замещены смектитом.

долериты слагают 30% даск субмеридионального Плагиофировые простирания. Содержание фенокристов плагиоклаза в них варьирует от 5 до 20-25%, а их размер — от 2-3 до 4-8 мм. По данным кристаллооптических определений, фенокристы плагиоклаза представлены битовнитом (Ал_{л-ав}). Матрикс породы сложен лейстами и табличками плагиоклаза, клинопироксеном, титаномагнетитом (5-7%), девитрифицированным интерстициальным вулканическим стеклом, иногда единичными зернами оливина. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин. Степень раскристаллизации различная, от неполнокристаллических до полностью раскристаллизованных пород. От этого, естественно, зависит структура основной массы породы. Чаще всего структура офитовая или микрогаббровая, реже интергранулярная. Обычно плагиофировые долериты свежие, иногда слабо изменены вторичными процессами за счет развития смектита по интерстициальному вулканическому стеклу и оливину. Плагиоклаз и клинопироксен всегда свежие.

По химизму состав афировых пород, слагающих дайки северо-восточного простирания, варьирует в незначительных пределах: содержание (в %) SiO₂ лежит в пределах от 45,56 до 48,72; TiO₂ — от 2,76 до 4,13; Al₂O₃ — от 12,55 до 13,92; суммарное железо, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 14,47 до 17,30; MgO — от 4,38 до 6,06; CaO — от 8,78 до 10,87; Na2O — от 2,32 до 3,22; K2O — от 0,28 до 0,70.

Химический состав плагиофировых долеритов несколько отличается от состава афировых, особенно в тех случаях, когда количество фенокристов плагиоклаза достаточно высокое (15-25%). Содержание (в %) SiO₂ изменяется от 45,33 до 47,57; TiO₂ — ot 1,92 do 2,58; Al₂O₃ — ot 15,79 do 16,54; Fe₂O₃ — ot 12,40 do 14,88; MgO — от 4.76 до 8.27; CaO — от 9.65 до 12.15; Na2O — от 2.40 до 2.63; К2O — от 0,30 до 0,63. Это отличие по сравнению с афировыми долеритами, заключается прежде всего в более высоком содержании Al₂O₃, CaO и в более низких концентрациях Fe₂O₃, TiO₂ и суммарного содержания щелочных элементов.

Группа ветвящихся даек сложена тонкозернистыми и мелкозернистыми афировыми долеритами. В количественном отношении преобладают тонкозернистые разности, имеющие афанитовый облик. По петрографическим особенностям среди долеритов, слагающих вствящиеся дайки, можно выделить три их разности: тонкозернистые афировые долериты базальтового состава, мелкозернистые афировые долериты базальтового состава и тонкозернистые афировые долериты андезито-базальтового состава.

Тонкозернистые афировые долериты, как правило, не полностью раскристаллизованы. Они сложены тонкими, хаотически ориентированными лейстами плагиоклаза, разноразмерными зернами клинопироксена, титаномагнетитом и рудной пылью (8—12%) и девитрифицированным интерстициальным вулканическим стеклом. Формула минерального состава породы: плагиоклаз \geq клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло. Структура породы интерсертальная, редко гиалопилитовая. Как правило, порода свежая, иногда слабо изменена. В таких случаях по интерстициальному вулканическому стеклу частично развит смектит.

Мелкозернистые афировые долериты практически полностью раскристаллизованы. Они сложены лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, титаномагнетитом (8—12%), иногда интерстициальным вулканическим стеклом и единичными зернами оливина. Кроме того, встречаются везикулы (1,5—2 мм в диаметре), выполненные гиалобазальтами со сферолитовой структурой. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин. Структура породы интергранулярная, в тех случаях, когда присутствует вулканическое стекло, — интерсертальная. Порода слабо изменена вторичными процессами. По вулканическому стеклу и оливину частично развит смектит.

Тонкозернистые афировые долериты андезито-базальтового состава не полностью раскристаллизованы. Порода сложена тонкими субпараллельно и разнообразно ориентированными лейстами плагиоклаза, разноразмерным клинопироксеном, титаномагнетитом и рудной пылью (10—12%), а также девитрифицированным интерстициальным вулканическим стеклом. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≫ клинопироксен > рудная пыль > вулканическое стекло. Структура породы интерсертальная, с трахитоидной ориентировкой плагиоклаза. Порода практически свежая.

Две первые петрографические разности афировых долеритов достаточно близки между собой по химическому составу (в %): содержание SiO₂ в них варьирует от 45,73 до 51,61; TiO₂ — от 1,81 до 2,93; Al₂O₃ — от 12,82 до 14,32; суммарное содержание железа, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 13,29 до 16,36; MgO — от 3 до 6,43; CaO — от 7,02 до 10,08; Na₂O — от 2,29 до 3,62; K₂O — от 0,16 до 0,83.

Долериты, слагающие ветвящиеся дайки андезито-базальтового состава, также близки между собой по химизму, но характеризуются более высокой кремнекислотностью и щелочностью (в %): содержание SiO₂ в них изменяется от 53,46 до 55,03; TiO₂ — от 1,64 до 2,14; Al₂O₃ — от 11,87 до 12,46; Fe₂O₃ — от 15,31 до 16,02; MgO — от 1,15 до 2,65; CaO от 2,65 до 5,86; Na₂O — от 3,45 до 3,84; K₂O — от 0,79 до 1,38.

Таким образом, рассмотрение вещественного состава простых даек, принадлежащих к различным роям, показало, что при сходстве их петрографического состава существуют незначительные различия в химизме даек субмеридионального и северо-восточного простирания. Дайки субмеридионального простирания характеризуются несколько более высокими концентрациями SiO₂ и пониженным содержанием TiO₂ и суммарного железа, пересчитанного на Fe₂O₃ (табл. 15). Более существенными различиями, как в петрографическом составе, так и в химизме, характеризуются ветвящиеся дайки. В этой группе даек наряду с долеритами базальтового состава встречаются долериты андезито-базальтового состава, для которых характерны пониженные содержания TiO₂ и Al₂O₃ и более высокие концентрации Fe₂O₃ и щелочных элементов. Естественно, что они характеризуются также более высокой кремнекислотностью (см. табл. 15).

Довольно значительные различия в химизме даек независимо от принадлежности к тому или иному рою, связаны с фракционированием протомагматических кристаллов, главным образом плагиоклаза (афировые и плагиофировые долериты). По-видимому, этот процесс является главным в глубинной дифференциации миоценовых платобазальтов, излившихся в результате трещинного проявления вулканизма. Особый случай представляют собой ветвящиеся дайки, которые от платобазальтов отличаются по своему химизму. Этот случай требует специального рассмотрения. Вероятно, первичные расплавы, за счет которых сформированы простые дайки субмеридионального и северо-восточного простирания, с одной стороны, и ветвящиеся дайки, с другой стороны, различны. В последнем случае

Ta	бл	нц	8	15
----	----	----	---	----

Средний химический состав пород, слагающих простые дайки различных роев

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	47,27	48,72	46,62	47,58	48,75	54,25	50,38
TiO2	2,02	3,13	2,31	3,23	2,49	1,90	2,31
Al ₂ O ₃	16,52	13,17	16,22	13,27	13,40	12,16	13,03
Fe ₂ O [*]	11,57	14,97	13,20	15,87	14,95	15,70	15,14
MnO	0,18	0,22	0,19	0,24	0,23	0,34	0,26
MgO	5,98	4,84	6,30	5,30	5,12	1,90	4,15
CaO	12,79	9,50	11,27	9,85	9,05	4,25	7,67
P2O3	0,26	0,41	0,28	0,39	0,48	0,74	0,56
Na ₂ O	2,30	2,79	2,50	2,72	2,80	3,64	3,10
K₂O	0,45	0,69	0,44	0,58	0,43	1,08	0,61
Сумма	100,34	98,44	99,33	99,03	97,70	100,96	97,21
п	1	5	4	10	5	2	7

*Суммарное железо, пересчитанное на Fe₂O₃.

Примечание: 1, 2 — дайки субмерндионального простирания: 1 — плагиофировый долерит, 2 — афировый долерит; 3, 4 — дайки северо-восточного простирания: 3 — плагиофировый долерит, 4 афировый долерит; 5—7 — ветвящиеся дайки: 5 — афировый долерит, 6 — афировый долерит андезитобазальтового состава, 7 — средний состав долеритов.

предполагаемый первичный расплав является более кремнекислым (андезито-базальт — андезит).

Группа комплексных даек Стрейтисхорн занимает особое место в Стрейтисхорнском рое даек северо-восточного простирания. Количество даек проблематично. Пока в этом районе известны три комплексных дайки. Две из них, кулисообразно подставляющие друг друга, расположены на мысе Стрейтисхорн, в южном борту Брейддалсвикского залива. Третья комплексная дайка прослеживается в северном борту этого же залива, по простиранию непосредственно на продолжении первых двух. Возможно, что эти три дайки представляют собой одну протяженную кулисообразно смещенную дайку, тем более что их геологическое строение чрезвычайно сходно. Ниже будет приведено общее описание этих трех даек с рубрикацией Стрейтисхорн I, Стрейтисхорн II и Стрейтисхорн III¹. Простирание дайки выдержанное северо-восточное — 40°.

Мощность в тех участках, где дайка полностью обнажена, следующая: Стрейтисхорн I — 28 м, Стрейтисхорн II — 20 м, Стрейтисхорн III — 24 м. Падение дайки на юго-запад под углом 80—90°.

Комплексная дайка в нижней своей части (Стрейтисхорн I, Стрейтисхорн II) имеет симметричное строение. Внутренняя часть обоих ее зальбандов сложена микрогаббро. Их мощность варьирует от 2 до 6 м. Срединная часть дайки выполнена породами риолитового состава (микрогранит), мощность ее лежит в пределах от 9 до 13 м. В обоих зальбандах на границе между микрогаббровыми и микрогранитными частями дайки расположены зоны, сложенные породами среднего состава (микродиорит). Их мощность варьирует от 15—30 см до 1 м. Средин-

¹ В строении комплексной дайки принимают участие субинтрузивные породы, изохимичные базальтам, андезитам и риолитам, а также их некоторым промежуточным разностям. Несмотря на то что они в ряде случаев характеризуются микроструктурами, свойственными эффузивным породам, для того чтобы избежать терминологическую путаницу, ниже будут употребляться термины интрузивных пород с приставкой *микро*. Например, вместо базальта — микрогаббро, вместо андезита — микродиорит, вместо риолита — микрогранит и т.д., так, как это принято в английской номенклатуре [Хэтч и др., 1975].

ная (кислая) часть дайки изобилует разнообразными по форме и размерам включениями пород основного состава (микрогаббро).

Микрогаббровые, а также микродиоритовые породы в граничных частях зоны дайки рассечены маломощными (5—15 мм) субпараллельными прожилками кварцкарбонатного состава. Верхняя по гипсометрическому уровню часть дайки (Стрейтисхорн III) имеет более сложное строение (рис. 38). Там микрогаббровые зоны краевых частей дайки обычно сдвоены. Промежуток между ними выполнен кислыми породами липаритового состава (микрогранит), содержащими, так же как и срединная часть дайки, включения пород основного состава. На одном из участков дайки Стрейтисхорн III вторая внутренняя микрогаббровая зона разорвана и образует отдельные овальные блоки микрогаббро, как бы трассируя ее продолжение вверх. И в этих участках между микрогаббровой и микрогранитной частями дайки существует промежуточная зона, сложенная породами среднего состава (микродиорит). В отдельных участках дайки на ее верхнем гипсометрическом уровне в экзо- и эндоконтактах микрогаббро наблюдаются маломощные (до 10 см) зоны, сложенные черным вулканическим стеклом микрогранодиоритового состава. Особенности строения дайки на различных гипсометрических уровнях можно представить из рис. 38.

На всем протяжении дайки, от Стрейтисхорна I до Стрейтисхорна III, в ее микрогранитной части присутствуют многочисленные включения основных пород разнообразных размеров — от 1—2 до 40 см и более в поперечнике. Форма этих включений различная, но среди них преобладают удлиненно-овальные и таблитчатые. Включения остроугольной формы отсутствуют. Поражают своей формой включения каплеобразные, червеобразные, амебообразные и кольцевые (рис. 39). Последние имеют кольцевую форму в плоском срезе, а в объеме это микрогаббровый шар, погруженный в микрогранит и изнутри выполненный тоже микрогранитом. Такая форма включений свидетельствует о том, что материал, из которого они выполнены, находился в момент внедрения дайки в расплавленном или пластически подвижном состоянии.

В кислой (срединной) части дайки были проведены статистическое изучение распределения включений основных пород и их ориентировка относительно зальбандов дайки в пяти квадратах сечением 1×1 м. Первый квадрат был расположен в непосредственной близости к микрогаббровой зоне дайки, а последний — в средней части кислой зоны. Это изучение показало, что количество меланократовых включений резко уменьшается от зальбандов дайки к ее срединной части. Одновременно ориентировка длинной оси включений меняется от субпараллельной в краях на диагональную в середине дайки (табл. 16). Это связано, по-видимому, с ламинарным течением расплава в краевых частях кислой зоны дайки и с турбулентным в ее срединной части.

Если бы микрогаббровые зоны в момент продвижения кислого расплава были раскристаллизованы, то гидродинамическая ситуация была бы обратной. Описанная ситуация могла возникнуть при течении двух жидкостей (расплавов) с различной вязкостью. Поскольку основной расплав по сравнению с кислым характеризуется меньшей вязкостью, то его поток по своей структуре более однороден (более ламинарен). Кроме этого обстоятельства, о расплавленном состоянии микрогаббровых зон дайки в момент ее внедрения свидетельству т наличие между основной и кислой частями дайки зон, сложенных средними породами (микродиорит), и форма меланократовых включений. Породы среднего состава могли возникнуть при смещении основного и кислого расплавов или в результате взаимной диффузии подвижных компонентов этих двух расплавов.

Возрастное положение дайки может быть определено достаточно однозначно, поскольку она сечется долеритовым силлом Ламбофел, который относится к 9-й палеомагнитной эпохе. Соответственно дайка может быть отнесена к верхам 10-й эпохи.



Рис. 38. Геологическое строение комплексной дайки Стрейтисхори (блок-диаграмма)

1 — базальты вмещающих пород; 2, 3 — микрогаббро (2) и микрогранит с включениями микрогаббро (3) дайки; 4, 5 — микрогаббро-диорит (4) и стекловатая фация микрограноднорита (5) переходных зон дайки; 6 — долерит силла; 7 — кварц-карбонатные жилы; 8 — места взятия образцов и их номера; 9 — элементы залегания пород



Рис. 39. Зарисовка микрогаббровых включений, содержащихся в микрограните *а—г* — различные формы микрогаббровых включений; *I* — микрогаббро; *2* — микрогранит

Таблица 16 Распределение включений основного состава в средниной (кислой) части дайки Стрейтисхори I

Размер вклю- чений [*]	количество включении в квадратах подечетов															
"CUNU	Обще	е колн	ЧССТВО	ВКЛЮ	чения	Вклк заль(очения, јандам	субпа	ралле	:льн ыс	Вкл но зал	почен орнен ьбанд	ния, д ітиро цам	(ИАГО) ЭВАНН	наль- ые к	
		Номера квадратов подсчетов**														
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	
2-10	132	112	74	I	91	66	30	9	_	32	16	28	30	_	12	
	32	27	18	-	22	48	22	7	_	24	19	33	35	-	14	
10—40	29	19	14	19	20	20	7	4	3	15	3	8	9	12	4	
	29	19	14	19	20	41	14	8	6	30	8	22	25	33	11	
40	9	1	1	1	4	7	0	0	0	3	1	1	1	1	1	
	56	6	6	6	25	70	-			30	20	20	20	20	20	
Общее коли-	170	132	89	20	115	93	37	13	3	47	20	37	40	13	17	
чество	32	25	16	4	21	48	19	7	1	24	15	29	31	10	13	
Denven nr								* ~ ~								

•Размер включений: первая строка — пределы колебаний, см; вторая — процентное содержание. ••Квадраты подсчетов (1×1 м) расположены вкрест простирания дайки. Квадрат 1 расположен на границе с краевой микрогаббровой зоной, затем идут квадраты 2, 3, 4. Квадрат 5 расположен в срединной части кислой зоны дайки.

В вещественном отношении и микрогаббро краевых зон дайки, и микрограниты средней зоны достаточно однородны, хотя внутри каждой из этих зон существуют некоторые вариации состава, а кроме того, в переходных зонах существуют породы промежуточного состава.

Микрогаббро краевых зон дайки в наиболее распространенном варианте представлен афировыми мелкозернистыми разностями, чаще всего полностью раскристаллизованными, сложенными лейстами плагиоклаза, разноразмерными кристаллами клинопироксена, титаномагнетитом (5-8%). Иногда встречаются единичные микрофенокристы плагиоклаза размером до 1-1,5 мм. Судя по кристаллооптическим свойствам, они по составу отвечают битовниту (Ап₁₅). В тех случаях, когда микрогаббро не полностью раскристаллизован, присутствует небольшое количество девитрифицированного интерстициального вулканического стекла. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ клинопироксен ≥ титаномагнетит > вулканическое стекло. Структура породы микрогаббровая, офитовая, редко интерсертальная. Обычно порода свежая, иногда слабо изменена вторичными процессами. В таком случае вулканическое стекло частично замещено смектитом. Плагиоклаз и клинопироксен всегда свежие. На верхнем гипсометрическом уровне комплексной дайки (Стрейтисхорн III) изредка встречается микрогаббро, содержащий мелкие единичные зерна кварца округлой формы и кристаллы калиевого полевого шпата (санидин). Химический состав пород, слагающих микрогаббровую зону комплексной дайки, варьирует в незначительных пределах (в %): содержание SiO₂ — от 46,64 до 54,11; TiO₂ — от 2,08 до 2,51; Al₂O₃ —

от 13,07 до 14,06; суммарное железо, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 4,64 до 14,46; MgO — от 5,2 до 6,81; CaO — от 8,79 до 10,97; Na₂O — от 2,40 до 4,30; K₂O — от 0,45 до 1,35.

М и к р о г р а н и т срединной части дайки представлен тонкозернистой полностью раскристаллизованной разностью с небольшим количеством микрофенокристов плагиоклаза и кварца. Их суммарное количество до 5—7%. Размеры 0,3—0,5 мм, иногда до 1—1,5 мм в поперечнике. Количественное соотношение между этими двумя минералами в разных участках дайки различно. Плагиоклаз микрофенокристов представлен андезином (An_{40}). Основная масса породы сложена агрегатом мелких ксеноморфных кристаллов кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата (санидин) и мелких зерен рудного минерала. Структура породы микрогранитная, микроаплитовая. Порода слабо изменена вторичными процессами. Встречаются отдельные мелкие зерна эпидота и цоизита. Вариации в химическом составе микрогранитов незначительные (в %): содержание SiO₂ колеблется в пределах от 74,02 до 78,72; TiO₂ — от 0,10 до 0,34; Al₂O₃ — от 10,60 до 12,34; суммарное железо, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 1,39 до 2,56; MgO — от 0,21 до 0,73; CaO — от 0,10 до 0,71; Na₂O — от 3,60 до 4,57; K₂O — от 1,53 до 4,82.

Микродиорит промежуточной между микрогаббро и микрогранитом зоны представлен афировой тонко- или мелкозернистой хорошо раскристаллизованной разностью. Очень редко встречаются микрофенокристы плагиоклаза и кварца. Их размеры до 1—1,5 мм. Судя по кристаллооптическим данным, плагиоклаз отвечает составу лабрадора (Аn₆₀). Породы сложены лейстами плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетитом (3—5%), небольшим количеством кварца и калиевого полевого шпата. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ клинопироксен > титаномагнетит + кварц + калиевый полевой шпат. Структура породы интергранулярная. Иногда присутствует девитрифицированное интерстициальное вулканическое стекло. В таких случаях порода характеризуется интерсертальной структурой. Из вторичных минералов иногда встречается цоизит.

Вариации содержания главных породообразующих элементов в микродиоритах переходной зоны также незначительны (в %): SiO₂ — от 55,04 до 61,95; TiO₂ — от 0,41 до 1,92; Al₂O₃ — от 12,74 до 13,21; Fe₂O₃ — от 8,03 до 10,81; MgO — от 3,51 до 4,65; CaO — от 5,36 до 8,77; Na₂O — от 3,02 до 4,09; K₂O — от 1,82 до 2,62.

Микрогранодиорит плохо раскристаллизован. Макроскопически он смотрится как вулканическое стекло. Под микроскопом видны микрофенокристы плагиоклаза, клинопироксена и редко кварца. Суммарное их количество достигает 5%. Размеры варьируют от 0,3 до 1,5 мм. Плагиоклаз представлен андезином (An_{45}). В девитрифицированное вулканическое стекло погружены лейсты плагиоклаза, зерна клинопироксена и рудная пыль. Структура основной массы породы гиалопилитовая. Химический состав микрогранодиоритов варьирует в узких пределах (в %): SiO₂ изменяется от 63,04 до 65,16; TiO₂ — от 1,01 до 1,13; Al₂O₃ — от 12,52 до 12,82; Fe₂O₃ — от 5,87 до 6,32; MgO — от 2,33 до 2,61; CaO — от 4,49 до 5,1; Na₂O — от 2,75 до 3,36; K₂O — от 1,19 до 3,64.

Меланократовые включения, содержащиеся в микрограните срединной части дайки, представлены микрогаббро, аналогичным по петрографическому составу и структурам микрогаббро, слагающему краевые зоны дайки. Некоторые отличия заключаются в том, что микрогаббро включений чаще содержат отдельные кристаллы кварца и калиевого полевого шпата. По своему химизму они достаточно однородны (в %): содержание SiO₂ варьирует от 48,21 до 54,66; TiO₂ — от 1,93 до 2,33; Al₂O₃ — от 13,26 до 14,05; Fe₂O₃ — от 10,98 до 12,85; MgO — от 4,89 до 5,69; CaO — от 7,30 до 10,19; Na₂O — от 2,80 до 3,88; K₂O — от 0,77 до 1,48.

Таким образом, в комплексной дайке Стрейтисхорн максимальным развитием пользуются микрогаббро и микрогранит. В объемном отношении первые из них составляют 70%, а вторые — 30% всех слагающих дайку пород. Промежуточные

Τa	вб	л	Ħ	Ц	a	17
----	----	---	---	---	---	----

C	ве личії	химический	COCTOR I	ювод.	CARCELOWING KOMILARKCH	тю лейк	у Ст	пейтисхо	-
-			COCINE D		CURL CLARKEY NAMIRICKCO	750 AMERICA	,	Den Herro	

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	50,55	59,79	75,49	51,62	63,97	47,7	56,00
TiO2	2,33	1,58	0,20	2,12	1,07	2,63	1,85
Al ₂ O ₃	13,43	12,93	11,77	13,70	12,67	15,06	13,60
Fe ₂ O ₃	12,89	8,98	1,82	12,02	6,20	14,09	10,60
MnO	0,20	0,12	0,02	0,25	0,07	0,20	0,15
MgO	5,72	3,89	0,49	5,26	2,47	5,45	5,05
CaO	9,76	6,27	0,36	8,45	4,78	11,28	6,50
P2O3	0,26	0,17	0,05	0,27	0,12	0,37	0,25
Na ₂ O	3,06	3,65	4,24	3,34	3,36	2,62	4,30
K₂O	0,75	2,16	4,10	1,13	2,02	0,29	1,70
Сумма	98,95	99,54	98,54	98,16	96,73	99 ,69	100,00
n	10	5	10	6	3	3	_

Примечание. 1 — микрогаббро красвых зон дайки; 2 — микродиорит переходных зон дайки; 3 — микрогранит средниной зоны дайки; 4 — микрогаббро включений; 5 — стекловатый микрограноднорит краевых зон дайки; 6 — вмещающие базальты; 7 — расчетный состав первичного расплава комплексной дайки.

разности пород (такие, как микродиорит и микрогранодиорит) составляют ничтожную часть дайки.

Ранее происхождение кислых и основных пород Исландии объясняли разными уровнями генерации расплавов. По мнению С. Тораринссона [Thorarinsson, 1976b]. кислые расплавы формировались в пределах гранитного слоя коры, а основные в мантийном субстрате. Однако отношения изотопов стронция (⁸⁶Sr/⁸⁷Sr) свидетельствуют о мантийном происхождении и основных и кислых пород [Moorbath. Walker, 1965; O'Nions, Grönvold, 1973]. Таким образом, основные и кислые породы комплексной дайки Стрейтисхорн связаны с единым мантийным источником магмообразования. При этом надо иметь в виду, что характер взаимоотношений между всеми разновидностями пород, слагающих дайку, свидетельствует о том, что микрогаббро и микрогранит в момент внедрения дайки находились в расплавленном состоянии. Иными словами, комплексная дайка Стрейтисхорн не является телескопированной дайкой, сформированной в результате последовательного внедрения основных, а затем, после консолидации, кислых расплавов. Эта дайка сформирована за счет одновременного внедрения и консолидации обоих расплавов, примерно так, как это описано Б. Гунном и Н. Уоткинсом [Gunn, Watkins, 1963].

Каков же тип глубинной дифференциации, приведший к образованию расплавов столь контрастного химического состава из единого мантийного субстрата? По мнению А.И. Полякова, наиболее вероятным процессом происхождения является кристаллизационная дифференциация первичных базальтовых расплавов [Исландия..., 1978]. Логически рассуждая, следует признать, что механизм кристаллизационной дифференциации должен был бы привести к формированию большого ряда непрерывно дифференцированных порций расплава с определенной последовательностью их внедрения. В нашем случае реализован дискретный ряд дифференциации контрастного типа, в котором резко (в объемном отношении) преобладают основные порции расплава (70%), затем идут кислые порции (30%) и ничтожное количество приходится на расплавы среднего по кремнекислотности состава (табл. 17). Контрастный тип дифференциации, по мнению многих исследователей, является следствием ликвации мантийных расплавов [Филпотс, 1981; Золотарев и др., 1981]. Состав первичного расплава оценить довольно сложно. Для этого есть только один путь — расчетный. Естественно, что такой путь страдает субъективизмом. В данном случае в основу расчета положены реальные соотношения значимых по объему пород, слагающих комплексную дайку Стрейтисхорн, т.е. 70% состава микрогаббро и 30% состава микрогранита. При таком соотношении первичный расплав, из которого образованы контрастно дифференцированные типы пород субинтрузивной фации, отвечает по химизму андезиту с несколько повышенным содержанием железа (см. табл. 17). Таким образом, изложенный материал не противоречит гипотезе об образовании пород комплексных даек за счет ликвации первичного расплава андезитового состава.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ВУЛКАНОВ Центрального типа и даек¹

Для определения объемного соотношения вулканических серий, за счет которых сформирована Восточная Исландия, были использованы вариационные диаграммы Х. Куно и Г. Макдональда, построенные в координатах (Na₂O + K₂O) — SiO₂. Х. Куно [Kuno, 1966] для вулканических пород островных дуг обосновал выделение трех эволюционных полей, соответствующих трем сериям — толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой. Г. Макдональд [Macdonald, 1968] для вулканических пород океанических островов на примере Гавайского архипелага выделил два поля, соответствующие толеитовой и щелочной сериям. На обеих диаграммах границы, отделяющие поля щелочных серий, примерно совпадают. Поле толеитовой серии диаграммы Г. Макдональда включает в себя поля толеитовой и высокоглиноземистой серий диаграммы Х. Куно.

Рассматривая диаграммы Х. Куно (рис. 40), следует отметить, что в целом среди пород, слагающих дайки, эруптивный центр Хестхалса, микрогранитную экструзию Кельдускодар, долеритовые силлы и разрезы платобазальтов N и T, преобладают разности, относящиеся к высокоглиноземистой и щелочной оливинбазальтовой сериям. По соотношению суммы щелочных элементов и кремнезема дайки субмеридионального и северо-восточного простирания близки между собой и практически не дифференцированы. Ветвящиеся дайки сложены слабо дифференцированными породами (от "пикритового" базальта до андезито-базальта) с более высокой щелочностью. Комплексная дайка Стрейтисхорн сложена контрастно дифференцированными породами, среди которых преобладают микрогаббро и микрограниты (по химической классификации аналоги базальтов и риолитов). Основные по кремнекислотности дифференциаты этой дайки занимают на диаграмме Х. Куно то же пространственное положение, что и все остальные дайки (см. рис. 40). Основные, средние и кислые дифференциаты комплексной дайки Стрейтисхорн по химизму аналогичны породам эруптивного центра Хестхалса и микрогранитной экструзии Кельдускодар, которые также характеризуются контрастным типом дифференциации.

По рассмотренным выше параметрам породы простых даек аналогичны платобазальтам Восточной Исландии, но отличаются от абиссальных океанических толентов, слагающих срединно-океанические хребты, более высокой щелочностью. Породы эруптивного центра Хестхалса, микрогранитной экструзии Кельдускодар и комплексной дайки Стрейтисхорн в еще большей степени отличаются от базальтов современных срединно-океанических хребтов не только щелочностью, но также типом и степенью дифференцированности пород. Обычно петрологи используют диаграмму Х. Куно при исследовании вулканических пород, слагаю-

Раздел написан Б.П. Золотаревым.



Рис. 40. Вариационная диаграмма (Na₂O + K₂O) – SiO₂ для магматических пород Восточной Исландии На *a*: *1*—4 — дайки: *1* — субмеридионального простирания, *2* — северо-восточного простирания, *3* — ветвящиеся, *4* — комплексная дайка Стрейтисхорн

На б: 1 — долеритовые силлы; 2, 3 — породы: 2 — экструзии Кельдускодар, 3 — эруптивного центра Хестхалса; 4 — порфириты Грейнаватна; 5, 6 — платобазальты разрезов: 5 — N, 6 — Т

Поля серий: Т — толентовый, ВГ — высокоголиноземистой, ШБ — щелочной оливии-базальтовой

щих островные дуги, а при изучении вулканитов внутриокеанических островов применяют диаграмму Г. Макдональда. Поэтому далее в тексте, когда будем говорить о толеитовой серии, будем подразумевать поле фигуративных точек в понимании Г. Макдональда, которое включает в себя поля толеитовой и высокоглиноземистой серий, обоснованных Х. Куно. В этом понимании все рассматриваемые породы относятся к двум сериям — толеитовой и щелочной оливинбазальтовой, при явном объемном преобладании первой. Объемное соотношение вулканических серий показано на рис. 41, из которого видно, что простые дайки и разрезы платобазальтов сложены практически не дифференцированными по кремнекислотности породами. Комплексная дайка Стрейтисхорн и эруптивный центр Хестхалса сложены контрастно дифференцированными породами с явным преобладанием базальтов.

По соотношению Са и Mg породы всех типов даек, эруптивного центра Хестхалса, микрогранитной экструзии Кельдускодар, а также разрезов платобазальтов N и T обнаруживают сильную прямую коррелятивную зависимость (рис. 42). Особое положение занимают порфириты Грейнаватна. Эта особенность химизма порфиритов связана с накоплением фенокристов плагиоклаза (следствие



Рис. 41. Гистограммы соотношений вулканических серий и их дифференцированности

I — простые дайки; II — комплексная дайка Стрейтисхорн; III — платобазальты разрезов T и N; IV — эруптивный центр Хестхалса

а — соотношение толентовой (Т) и щелочной оливин-базальтовой (Ш) серий; 6 — толентовая серия; в — щелочная оливин-базальтовая серия

1 — пикритовый базальт; 2 — базальт; 3 — андезито-базальт; 4 — андезит; 5 — андезито-дацит; 6 — дацит; 7 — риолито-дацит; 8 — риолит; n — количество анализов

кристаллизационной дифференциации). Все рассмотренные породы в целом по этим параметрам в значительной степени отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов.

Аl и Mg обнаруживают слабо проявленную прямую корреляционную зависимость между собой во всех типах рассмотренных пород Исландии, которые в значительной мере по этим параметрам отличаются от базальтов современных срединно-океанических хребтов. В океанических базальтах Al и Mg связаны обратной корреляционной зависимостью (рис. 43). Al—Ca и Al—Ti практически не имеют между собой никакой корреляционной связи. Точнее говоря, в отдельных интервалах концентраций Ca и Ti в некоторых типах пород Исландии слабо проявляется прямая или обратная корреляционная связь. В то же время в океанических абиссальных базальтах Al с Ca связаны прямой (рис. 44), a Al с Ti обратной корреляционой зависимостью (рис. 45).

К и Ті обнаруживают в породах, слагающих простые дайки, слабо проявленную прямую корреляционную связь. В комплексной дайке Стрейтисхорн эти элементы связаны сильной обратной корреляционной зависимостью. Здесь отчетливо проявлены два взаимно пересекающихся корреляционных тренда (рис. 46). На другой, аналогичной вариационной диаграмме видно, что платобазальты разрезов N и T,



Рис. 42. Варнационная диаграмма CaO-MgO Условные обозначения к рис. 42-46

Базальты: а — Исландии; б — современных срединных оксанических хребтов

1 — породы комплексной дайки Стрейтисхорн; 2 — породы простых даек, включая ветвящиеся; 3 — океанические абиссальные толеиты

Рис. 43. Вариационная днаграмма Al₂O₃—MgO Условные обозначения см. на рис. 42

порфириты Грейнаватна и долеритовые силлы также обнаруживают слабую корреляционную зависимость между К и Ті и занимают такое же положение, как и породы простых даек (рис. 46). Породы эруптивного центра Хестхалса и микрогранитной экструзии Кельдускодар по К и Ті связаны обратной корреляционной зависимостью, аналогичной зависимости, выявленной в породах комплексной дайки Стрейтисхорн. На этой диаграмме также проявлены два взаимно пересекающихся тренда. И по этим параметрам рассматриваемые породы в значительной мере отличаются от базальтов современных срединно-океанических хребтов, где К и Ті не обнаруживают между собой никакой корреляционной связи.

В нашу задачу не входило исследование современных рифтогенных вулканических комплексов. Однако по последним работам известно, что в четвертичный период, особенно на самом позднем этапе — в голоцене, формировались расплавы, состав которых изменяется от низкощелочных толеитов океанического типа до щелочных оливиновых базальтов [Исландия..., 1978]. Соответственно поля распространения фигуративных точек составов рифтогенных вулканических комплексов на всех рассмотренных вариационных диаграммах примерно аналогичны миоценовым, а иногда и несколько шире.


Рис. 45. Вариационная диаграмма Al₂O₃ — TiO₂ Условные обозначения см. на рис. 42





Таким образом, по своему химизму рассмотренные миоценовые породы Восточной Исландии отличаются от типичных абиссальных океанических толеитов, развитых в срединных хребтах, большей щелочностью, железистостью, более высокими концентрациями Ті. Кроме того, они в значительно более высокой степени дифференцированы. Причем, судя по разнице в составе афировых базальтов и порфиритов Грейнаватн, кристаллизационная дифференциация существенной роли в изменении химизма пород не играет. Состав базальтов несколько смещается по содержанию глинозема, Fe, Mg и Ca.

ВУЛКАНИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ИСЛАНДИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТОЛЩИ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

В. Северо-Западной Исландии геология, петрография и петрохимия платобазальтов 9-й палеомагнитной эпохи, их вариативность по вертикали и горизонтали были изучены по обнажениям южной части Стейнгримс-фьорда и северо-западной части Кодла-фьорда (рис. 47).

В этом регионе покровы платобазальтов погружаются на юго-восток с углами падения 12—14° в основании разреза и 5—7° в ее более высоких горизонтах. Последовательное описание и увязка выходов платобазальтов на южном склоне Стейнгримс-фьорда в направлении с запада на восток позволяют составить сводный вертикальный разрез вулканогенной толщи 9-й палеомагнитной эпохи, в то время как обнажения северо-западного борта Кодла-фьорда дают некоторое представление о латеральных изменениях изученной части разреза миоценовых платобазальтов (рис. 48).

Анализ разрезов 9-й палеомагнитной эпохи Северо-Западной Исландии, несмотря на имеющиеся в них перерывы и латеральную изменчивость, позволяет установить базовые закономерности их строения и соответственно определить условия и процессы формирования платобазальтов этого региона.

Наиболее существенной особенностью разреза платобазальтов 9-й палеомагнитной эпохи является его ритмичность, обусловленная присутствием четырех горизонтов вулканогенно-обломочных, как правило переотложенных и слоистых пород, в ассоциации с которыми находятся афировые базальты с повышенным (до 1—2%) содержанием вкрапленников плагиоклаза (редкоплагиофировые) и настоящие плагиофировые базальты, содержащие до 5—10% фенокристаллов плагиоклаза.

В наиболее хорошо обнаженных средних и верхних частях разреза эффузивной толщи видно, что над пачками вулканогенно-обломочных пород с покровами плагиофировых базальтов залегают пачки относительно маломощных (2—5 м) покровов пористых, кавернозных афировых базальтов, сменяющихся по направлению вверх пачками мощных (~10 м), преимущественно массивных афировых базальтов.

Таким образом, пачки вулканогенно-обломочных пород с покровами редкоплагиофировых и плагиофировых базальтов начинают (или завершают) закономерную последовательность вулканогенных образований (цикл), представленную в первом случае рядом: 1) вулканогенно-обломочные породы и плагиофировые базальты; 2) маломощные покровы пористых афировых базальтов; 3) мощные покровы массивных афировых базальтов, а при втором варианте — другим рядом: 1) маломощные покровы пористых афировых базальтов; 2) мощные покровы массивных афировых базальтов; 3) вулканогенно-обломочные породы и плагиофировые базальты.

Отнесение вулканогенно-обломочных пород к началу или концу выделяемых циклов имеет не формальное значение, ибо ведет к существенно различной генетической интерпретации разреза.

Если считать, что цикл начинается с образования пачки туфоподобных базальтовых пород, то можно соотнести наблюдаемую последовательность вулканогенных образований с достаточно обычной картиной эволюции эруптивного процесса при вскрытии магматического очага с относительно высоким давлением газовой фазы. В этом случае извержение начинается с выброса пирокластики, затем следует частые излияния обогащенных летучими вспенивающихся лав и в конце — с истощением газовой составляющей более спокойное и длительное ис-

¹ Раздел написан Ю.И. Дмитриевым.



Рис. 47. Местоположение изученных разрезов эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи на Северо-Западном полуострове

1 — разрезы и их номера; 2 — абс. отметки, м

течение расплавов обусловливает образование мощных и массивных базальтовых покровов.

Плагнофировые базальты, связанные с вулканогенно-обломочными породами, могут в рамках рассматриваемой модели отвечать расплавам прикровлевых частей магматической камеры, обогащенных фенокристаллами плагиоклаза за счет начавшейся кристаллизации магмы в периферической зоне очага и накопления здесь всплывших протовыделений этого минерала.

При относительно спокойном начале эффузивной деятельности, что более характерно для базальтового вулканизма, сначала формируется пачка пористых и шлаковидных базальтов из расплавов, максимально обогащенных летучими компонентами. Затем изливаются практически "сухие" лавы, образующие мощные массивные покровы и потоки. На этапе затухания эффузивного процесса происходит разрушение, размыв и переотложение извергнутых масс базальтов, т.е. формируется пачка слоистых вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных пород, а редкие излияния последних порций обогащенных кристаллической фазой расплавов из придонных частей магматического очага обусловливают образование покровов редкоплагиофировых и плагиофировых базальтов.

Наконец, возможен и третий вариант, объединяющий первые два, при котором цикл вулканической активности начинается и завершается этапами формирования пачек обломочных пород базальтового состава. Нижняя пачка в этом случае будет сложена пирокластикой, продуктами фреатических взрывов и слоистыми вулканомиктовыми и вулканотерригенными отложениями, образовавшимися в результате переотложения туфов и эруптивных брекчий. Верхняя пачка, формировавшаяся в условиях затухания вулканического процесса, будет соответственно сложена продуктами размыва и переотложения ранее образованных базальтовых пород. При наличии нескольких циклов вулканической активности верхняя пачка базальтовых обломочных пород более раннего цикла будет перекрываться нижней пачкой сходных пород следующего цикла, что может затруднить их разграничение.

Для определения того, какая из трех моделей вулканической деятельности реализовывалась в период формирования эффузивной толщи третичных базальтов 9-й палеомагнитной эпохи, необходимо познакомиться с вещественным составом этих пород и его вариациями в изученном разрезе.

В большинстве случаев промежуточные очаги базальтовой магмы, с которыми связаны поверхностные проявления вулканической активности, в той или иной



Рис. 48. Схематизированные разрезы эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи (см. рис. 47) 1-4 — базальты: 1 — афировые, 2 — миндалекаменные афировые, 3 — редкоплагиофировые, 4 плагиофировые; 5, 6 — вулканогенно-обломочные породы (6 — переотложенные); 7 — "красноцветные горизонты"; 8 — необнаженные интервалы; 9 — места взятия проанализированных образцов и их номера

степени дифференцированы по вертикали, что выражено нарастанием основности (магнезиальности) расплавов и обеднением их летучими компонентами по направлению от кровли магматической камеры вниз.

В силу этих обстоятельств при вскрытии очага и начале вулканической деятельности на поверхность изливаются наименее основные и наиболее обогащенные газами лавы, которые с течением времени сменяются все более и более основными и "сухими" расплавами. Последовательность такого рода была, в частности, установлена для мезозойских платобазальтов (траппов) Сибирской платформы [Дмитриев, 1973]. Эти данные позволяют предположить, что реальная последовательность формирования пачек пород в рамках отдельных импульсов вулканической активности в Северо-Западной Исландии отвечает той, при которой основность пород возрастает от начала к концу рядов, объединенных в цикл вулканогенных образований.

Рассмотрим с этих позиций петрографню и петрохимию миоценовых базальтов Северо-Западной Исландии и характер изменения параметров их состава в разрезе 9-й палеомагнитной эпохи.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

По особенностям минералогического состава, структуры и химизма (табл. 18, 19) среди базальтов 9-й палеомагнитной эпохи северо-запада Исландии могут быть выделены афировые и плагиофировые базальты.

Афировые базальты отчетливо доминируют в разрезе эффузивной толщи и представлены в своем большинстве весьма тонкозернистыми, нередко пористыми породами, содержание вкрапленников в которых меньше 2%.

В подавляющем большинстве случаев вкрапленники представлены единичными фенокристаллами лабрадора An_{68-70} , в то время как в основной массе пород содержится лабрадор An_{54-61} (табл. 20).

Выделения моноклинного пироксена обычно образуют микрогломеропорфировые сростки с наиболее крупными лейстами плагиоклаза основной массы базальтов. Моноклинный пироксен (авгит) имеет состав $Wo_{37-39}En_{35-41}Fs_{21-25}$ (табл. 21).

Рудный минерал обычно содержится в виде мельчайших ксеноморфных выделений и представлен титаномагнетитом (25—26% TiO₂).

Афировые базальты прикровлевых зон относительно мощных покровов и породы маломощных эффузивных тел иногда целиком имеют пористый и даже шлаковидный характер. Каверны обычно пусты, реже выполнены кварцем.

Компонент	319	320	320/1	320/2	320/3	323/6	324/2
SiO2	44,40	48,30	49,25	47,30	47,75	47,15	47,15
TiO ₂	4,86	2,91	2,76	2,78	2,01	2,23	1,75
Al ₂ O ₃	11,69	13,06	13,17	13,30	16,93	15,31	16,15
Fe ₂ O ₃	6,90	6,99	5,44	5,42	5,78	7,66	6,86
FeO	10,65	8,87	9,33	9,07	5,56	4,45	3,54
MnO	0,22	0,22	0,22	0,22	0,20	0,14	0,13
MgO	4,34	4,30	5,03	5,58	5,75	5,64	4,65
CaO	9,14	9,81	9,69	10,59	11,03	11,70	11,11
Na ₂ O	2,41	3,16	3,15	2,57	2,29	2,38	1,99
K₂O	0,33	0,46	0,52	0,29	0,24	0,25	0,37
H₂O⁻	3,13	0,80	0,70	1,76	2,26	2,08	3,46
H₂O⁺	1,67	0,80	0,56	0,79	1,68	0,79	2,30
P2O5	0,34	0,44	0,35	0,30	0,14	0,22	0,70
Сумма	100,08	100,12	100,17	99,97	101,62	100,00	100,15

Таблица 18

Химический состав базальтов 9-й палеомагнитной энохи Северо-Западной Исландии

Примечание. Обр. 319, 320, 320/1, 320/2 — афировые базальты; обр. 320/3, 323/6, 324/2 — плагиофировые базальты. В табл. 18, 19 — аналитики Ю.В. Долинина, С.И. Вронская, Т.Н. Колобаева (ИГЕМ АН СССР).

¹ Раздел написан Ю.И. Дмитриевым.

Т	a	б	л	H	u	8	19
---	---	---	---	---	---	---	----

Элементы-примеси в базальтах 9-й палеомагнитной эпохи Северо-Западной Исландии

Компонент	319	320	320/1	320/2	320/3	323/6	324/2
S	0,01	0,03	0,01	0,04	0,03	0,02	0,025
F	0,013	0,0061	0,014	0,009	0,009	0,004	0,003
Cl	Следы	0,005	0,011	_	_	0,011	Следы
Li ₂ O	0,0012	0,0016	0,0013	0,00087	0,0013	0,00078	0,0012
Pb ₂ O	0,00066	0,0011	0,013	0,00030	0,00050	0,00066	0,0013
Cs ₂ O	0,00009	<0,00004	<0,00004	<0,00004	<0,00004	0,00011	<0,00004
BaO	0,011	0,012	0,013	0,0084	0,0073	0,0056	0,0051
SrO	0,030	0,028	0,028	0,029	0,032	0,030	0,028
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,02	0,02
V2O3	0,10	0,07	0,08	0,08	0,06	0,07	0,06
NiO	0,0031	0,0037	0,0037	0,0048	0,0068	0,0058	0,0062
CoO	0,0050	0,0051	0,0050	0,0057	0,0051	0,0047	0,0042

Примечание. В табл. 19—21 описание образцов см. в табл. 18.

T a	бл	нц	a 2	0
-----	----	----	-----	---

Состав плагноклазов в базальтах 9-й палеомагнитной эпохи

Компонент	Основная масса		Вкрап- ленник	Основная масса	Вкрап- ленник	Основная масса	Вкрап- ленник	Основная масса
319 320		320	320/1	320/2	320/3		323/6	
SiO ₂	53,99	55,62	52,67	53,82	50,95	53,92	49,79	52,92
TiO2	0,11	0,08	0,05	0,09	0,03	0,13	0,07	0,08
Al ₂ O ₃	28,52	28,23	30,69	28,73	31,64	28,99	31,47	28,98
FeO	1,22	0,66	0,80	1,04	0,75	0,94	0,73	0,78
MgO	0,15	0,10	0,12	0,08	0,12	0,10	0,20	0,22
CaO	12,08	10,97	14,01	10,92	15,38	11,43	15,89	12,84
Na ₂ O	4,61	6,29	3,73	4,54	3,04	4,60	2,63	4,17
K₂O	0,19	0,21	0,20	0,23	0,13	0,27	0,09	0,17
Сумма	100,87	102,16	102,27	99,45	102,04	100,38	100,87	100, 16
Si	2,435	2,486	2,350	2,449	2,287	2,436	2,265	2,404
Ti	0,004	0,003	0,002	0,003	0,001	0,005	0,002	0,003
Al	1,516	1,487	1,614	1,541	1,674	1,543	1,687	1,551
Fe ²⁺	0,046	0,025	0,30	0,039	0,028	0,036	0,028	0,030
Mg	0,154	0,007	0,008	0,006	0,008	0,006	0,014	0,015
Ca	0,584	0,525	0,670	0,532	0,740	0,553	0,704	0,025
Na	0,403	0,459	0,323	0,400	0,265	0,403	0,232	0,367
К	0,011	0,012	, 0,011	0,014	0,008	0,016	0,005	0,010
An	61,0	54,2	67,9	58,2	74,0	58,7	75,9	64,0
Ab	38,0	44,6	31,0	40,4	25,3	35,7	23,6	35,0
Or	1,0	1,2	1,1	1,4	0,7	1,6	0,5	1,0
Примеч "Камебакс".	ание. Зд	есь и в та	ибл. 21 —	аналитик І	.В. Карпов	а (ГИН А	H CCCP),	микрозонд

Компонент	319	320	320/1	320/2	320/3	323/6
SiO2	49,77	50,72	49,36	50,93	51,65	52,13
TiO2	1,53	0,72	1,66	1,31	i,4 1	1,05
Al ₂ O ₃	3,59	1,81	4,71	3,81	3,07	3,2 6
FeO	11,13	13,37	12,67	11,61	12,37	8,55
MnO	0,25	0,34	0,23	0,27	0,33	0,16
MgO	13,54	13,64	12,80	15,16	14,56	15,02
CaO	18,94	17,49	18,98	18,66	18,71	19,75
Na ₂ O	0,24	0,24	0,37	0,25	0,30	0,11
K₂O	0,06	0,03	0,04	0,05	0, 14	0,04
Cr ₂ O ₃	0,01	_	0,06	_	0,17	0,15
NiO	_	_	0,03	0,05	-	0,07
Сумма	99,06	98,36	100,91	102,05	102,71	100,29
Si	1,885	1,944	1,848	1,870	1,892	1,921
Ti	0,043	0,021	0,047	0,036	0,039	0,029
Al	0,160	0,082	0,208	0,165	0,133	0,142
Fe ²⁺	0,352	0,429	0,397	0,357	0,379	0,264
Mn	0,008	0,011	0,007	0,008	0,010	0,005
Mg	0,764	0,779	0,715	0,829	0,795	0,825
Ca	0,768	0,718	0,761	0,734	0,734	0,780
Na	0,018	0,018	0,027	0,018	0,022	0,008
К	0,003	0,002	0,002	0,003	0,007	0,002
Cr	-	_	0,002	_	0,005	0,004
Ni	_	—	0,001	0,001		0,002
Wo	40,0	37,0	39,3	37,3	37,9	41,0
En	39,0	39,0	35,3	41,1	39,6	43,0
Fs	21,0	24,0	25,2	21,6	22,5	16,0

Таблица 21 Состав моноклинных пироксенов в базальтах Э-й палеомагнитной энохи

Плагиофировые базальты отличаются от афировых прежде всего существенным (5—10%) содержанием вкрапленников битовнита An_{74-75} размером 1—3 мм. Плагиоклаз основной массы представлен лабрадором An_{59-64} (см. табл. 20). Моноклинный пироксен (авгит) имеет состав $Wo_{38-41}En_{40-43}Fs_{16-22}$ (см. табл. 21). Рудный минерал — титаномагнетит (TiO₂ 25%).

Сравнение состава минералов афировых и плагиофировых базальтов показывает, что последние отличаются более кальциевыми плагиоклазами, несколько менее железистыми пироксенами и более магнезиальными титаномагнетитами. Все эти особенности в сочетании с повышенными содержаниями плагиоклаза указывают на более основной характер плагиофировых базальтов по сравнению с базальтами афировыми.

Афировые и плагиофировые базальты по соотношению кремнезема и щелочей принадлежат к насыщенным (толентовым) породам нормальной щелочности с нормативным гиперстеном (рис. 49). Все изученные базальты (см. табл. 18) относятся к натриевой серии (Na₂O/K₂O=5--9) и отличаются высокой общей железистостью (FeO'/(FeO' + MgO) = 0,65--0,79).

Специфические особенности плагнофировых базальтов, отличающие их от афировых разностей, заключаются в существенно более высокой глиноземистости, пониженной общей железистости, значительно более высокой степени окисления железа, повышенных значениях отношения NiO/CoO и пониженных BaO/SrO.



Рис. 49. Варнационная днаграмма (Na₂O + K₂O) – SiO₂ Условные обозначения к рис. 49 и 50 1, 2 — базальты: 1 — афировые, 2 — плагиофировые

По сравнению с афировыми базальтами плагнофировые разновидности обеднены Ті и V и обогащены Ni (см. табл. 18, 19). Следует отметить, что содержания TiO₂ в изученных нами платобазальтах северо-запада Исландии (1,75—4,86, среднее 2,76%) существенно выше концентраций, приведенных для этого региона (0,63—1,7, среднее 1,16%) в работе по геохимии Исландии [Исландия..., 1978]. Химические характеристики плагнофировых базальтов, подобно минералогическим данным, указывают на более высокую основность этих пород по сравнению с афировыми базальтами.

Генетические соотношения афировых и плагиофировых платобазальтов Северо-Западной Исландии отчетливо проявляются на диаграмме, связывающей величину общей железистости этих пород FeO'/(FeO' + MgO), где FeO' — суммарное железо в форме закиси, с концетрациями породообразующих окислов и некоторыми петрохимическими параметрами (рис. 50).

Хорошо видно, что с увеличением общей железистости базальтов, которая возрастает в ходе дифференциации базальтовой магмы, происходит закономерное повышение концентраций TiO₂ и снижение содержаний Al₂O₃, CaO, а также уменьшение значения отношения NiO/CoO от плагиофировых к афировым базальтам. Это свидетельствует о комагматичности исходных расплавов этих пород и их образовании при внутриочаговой дифференциации толеитовой базальтовой магмы.

При описании вариаций базальтов в разрезе лав 9-й палеомагнитной эпохи выявляются закономерности, отражающие как цикличное строение эффузивной толщи, так и однонаправленное изменение ее вещественного состава от подошвы к кровле. Магнезиальность пироксенов и кальциевость плагиоклазов возрастают в интервалах между пачками вулканогенно-обломочных пород, неоднократно встречающихся в разрезе. Это объясняется соответствующими особенностями состава породообразующих минералов базальтов выше- и нижележащих горизонтов каждой пачки вулканогенно-обломочных пород.

Например, во второй снизу пачке вулканогенно-обломочных пород базальты

Рис. 50. Вариацин FeO'/(FeO' + MgO) и содержаний Al₂O₃, CaO, TiO₂ Условные обозначения см. на рис. 49

залегающего в ее верхней части покрова (обр. 320/1) содержат менее магнезиальные пироксены по сравнению с базальтами более нижних горизонтов этой же пачки (обр. 320). Аналогично плагиоклаз базальта из верхнего горизонта третьей снизу пачки вулканогенно-обломочных пород (обр. 320/3) имеет менее кальциевый состав, чем плагиоклаз базальтов, выходящих ниже по разрезу данной пачки (обр. 320/2).



В то же время плагиоклазы и моноклинные пироксены базальтов из верхних горизонтов разных пачек (обр. 320/1, 320/3 и 319, 320/1 соответственно) близки по своему составу, точно так же как пироксены и плагиоклазы из нижних горизонтов разных пачек (обр. 320, 320/2 и 320/2, 323/6 соответственно).

Эти данные, несмотря на их ограниченность, позволяют предположить, что вулканические циклы в разрезе эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи начинаются и завершаются стадиями формирования пачек вулканогеннообломочных пород с покровами редкоплагиофировых и плагиофировых базальтов.

Вулканогенно-обломочные породы с покровами относительно магнезиальных порфировых базальтов относятся к образованиям, венчающим разрез каждого отдельного цикла, в то время как близкие по своему характеру туфогенные и вулканомиктовые породы с редкоплагиофировыми и плагиофировыми базальтами пониженной магнезиальности принадлежат уже к основанию вышележащего цикла. Граница между вулканитами разных циклов проходит, таким образом, внутри пачек вулканогенно-обломочных пород.

В конце вулканических циклов, судя по минералогии базальтов, формировались более основные породы, причем породообразующие минералы базальтов одних и тех же фаз разных циклов иногда имеют близкий состав.

Антидромный тренд эволюции состава базальтов от начальных к заключительным фазам формирования серии пород каждого вулканического цикла проявляется и в рамках всей последовательности покровов редкоплагиофировых и плагиофировых базальтов, имеющихся в изученном разрезе эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи. Так, вверх по всему разрезу лав в моноклинных пироксенах порфировых базальтов устойчиво возрастает содержание магния, а в плагиоклазах этих пород второго и третьего циклов увеличивается концентрация кальция.

Данные о вариациях петрохимических параметров порфировых базальтов в разрезе эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи в целом согласуются с выводами о цикличном строении изученного разреза миоценовых вулканитов Северо-Западной Исландии и об антидромных тенденциях изменения состава порфировых базальтов как в течение отдельных вулканических циклов, так и в ходе всей 9-й палеомагнитной эпохи.

Три вулканических цикла, выделенные в разрезе эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи по геологическим и петрографическим критериям, выявляются и на основе петрохимических данных. На предполагаемых границах циклов графики отдельных петрохимических параметров в своем большинстве меняют направление или распадаются на смещенные относительно друг друга отрезки.

В первом и менее четко во втором циклах от подошвы к кровле умень-

шается общая железистость базальтов и возрастают значения отношений NiO/CoO, Al₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO + MgO) и BaO/SrO, т.е. в ходе двух первых циклов вулканической активности возрастали основность, глиноземистость и щелочность лав от начальных фаз излияний к поздним.

В третьем цикле, по имеющимся данным, на фоне продолжающегося увеличения отношения BaO/SrO фиксируется весьма незначительное нарастание общей железистости базальтов при уменьшении их глиноземистости и величины отношения NiO/CoO.

* * *

Анализ имеющихся ограниченных данных по геологии, петрографии и петрохимии вулканогенных базальтовых пород 9-й палеомагнитной эпохи северозападной части Исландии позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Эффузивная толща была сформирована в ходе нескольких вулканических циклов, в начале и конце которых происходило образование пачек вулканогенно-обломочных пород и немногочисленных покровов плагиофировых базальтов.

2. Развитие вулканической активности в рамках каждого цикла происходило под знаком возрастания основности лав и уменьшения в них содержания газовой фазы.

3. Антидромный тренд изменения состава базальтов проявлялся и на более длительных (включающих несколько циклов) этапах эволюции миоценового вулканизма Исландии.

ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ИСЛАНДИИ

Строение дайковых роев¹

В отличие от Восточной Исландии, где дайковые рои неоднократно являлись предметом специальных исследований, дайки на северо-западе страны были до сих пор изучены слабо. Первые сведения о дайках Северо-Западного полуострова приводятся в работе Т. Тороддсена [Thoroddsen, 1888], который составил схему их распространения, главным образом по берегам фьордов, и отметил случаи пересечения двух систем даск. На основные закономерности пространственной ориентировки тектонических трещин и даек в пределах Северо-Западного полуострова указал после изучения аэрофотоснимков Г. Сигурдссон [Sigurdsson, 1967]. Подчеркнув вслед за В. Фридрихом [Friedrich, 1966] относительно ограниченное распространение жильных тел, он обратил внимание на то, что большинство даск имеет субмеридиональное простирание в северной и северо-восточной частях полуострова, которое к южному побережью постепенно меняется на юго-западное, следуя в целом согласно с простиранием базальтовых толщ. На юге полуострова одно из дайковых полей в самом общем виде было описано Н. Хальдом и др. [Hald et al., 1971]. Однако вещественный состав даек нигде не изучался.

Геология дайковых комплексов. Как и в других районах Исландии, на северо-западе встречаются все основные типы дайковых комплексов. Наиболее распространены региональные линейные комплексы крутых даек, ориентированных в целом перпендикулярно падению базальтовых потоков. Встречаются также дайки, локализованные непосредственно вокруг центральных вулканов и образующие подчас радиальные или кольцевидные (конические) комплексы. В качестве примера можно указать на конический рой в районе довольно крупного Кроуксфьордского вулкана контрастного состава, фрагменты кото-

¹ Раздел написан С.Г. Самыгиным.

рого обнажаются на юго-востоке Северо-Западного полуострова. Согласно данным Н. Хальда и др. [Hald et al., 1971], дайки этого роя сложены афировыми долеритами (мощность 0,5—1, реже 2—3 м), иногда стекловатыми плагиофировыми разностями и в подчиненном количестве гранофирами (мощность местами до 30 м). Отмечаются сложные дайки с кислым ядром и долеритовой "рубашкой". Простирание отдельных тел очень изменчиво, но в целом рой имеет в плане форму полукруга, окаймляющего вулканический центр. Углы наклона даек варьируют от 20 до 45°, падают они всегда в сторону центра.

Линейные комплексы даек реже, чем на востоке Исландин, группируются в рои. Как показали наши исследования, сгущенная сеть даек сконцентрирована главным образом у юго-восточного перешейка Северо-Западного полуострова, в районе полосы вулканитов 9-й палеомагнитной эпохи и к западу от нее (рис. 51). Здесь дайки лучше всего обнажены и, как правило, хорошо видны на аэрофотоснимках по берегам фьордов, особенно в приливно-отливной зоне. На крутых склонах фьордов (и продолжающих их долин) они вскрываются участками, которые зачастую труднодоступны. На водоразделах дайки почти не обнажаются и очень плохо дешифрируются по снимкам.

Условия обнаженности определили методику изучения даек и дайковых роев. Подсчет количества и измерение необходимых параметров даек проводились по разные стороны перешейка непосредственно вдоль береговой линии и примыкающих к ней обрывов. Это дало возможность выделить отдельные рои с довольно точно картирусмыми границами и установить закономерности их внутреннего строения на исследованных участках, а путем сравнения таких **участков — выявить характер изменений** по простиранию, причем практически на одном гипсометрическом уровне. В районах пересечения фиксировались естественно выделяющиеся отрезки сгущения или разрежения даек; ширина таких отрезков определялась по аэрофотоснимкам вкрест обобщенного простирания каждого роя. На основании полученных при прямом картировании данных была построена серия гистограмм (рис. 52, 53), которые показывают реальное, а не осредненное распределение плотности в конкретных сечениях дайковых роев по количеству (частоте встречаемости) и по мошности даек, соотнесенных на поперечный профиль. Горизонтальный масштаб гистограмм вдвое меньше масштаба снимков. Под гистограммами мощностей указана плотность разных частей росв, выраженная процентным отношением суммарной ширины дайковых тел на выделенном отрезке к общей ширине этого отрезка. Для удобства сопоставления с плотностными характеристиками линейных роев Восточной Исландии на гистограммах частоты встречаемости число даек для таких отрезков, имеющих разную ширину, приведено к рассчитанному 1 км поперечного профиля.

Как видно на рис. 51, в районе перешейка Северо-Западного полуострова выделяются четыре линейных роя, пронумерованных с запада на восток цифрами I—IV. Они заметно отличаются по своему строению и изучены с разной степенью детальности.

Рой I обнажен хуже всех остальных: он пересекает изголовья нескольких сближенных фьордов на южной стороне перешейка, где вскрывается лишь край роя шириной всего 2 км. Южная граница роя простирается по азимуту примерно 75°. Простирание даек внутри обнаженной его части изменяется от 55 до 95°, а их количество составляет в среднем 8 даек/км. Сложены онн афировыми долеритами мощностью 1—2 м, одна дайка имеет мощность 10 м. Плотность всей видимой части роя около 1,6%, при этом в пределах одного километра на юге она составляет всего 0,8%, а к северу возрастает до 2,5%.

Рой II наиболее протяженный и изучен лучше других, особенно на юге перешейка. Северо-западная граница простирается по азимуту 60—65° на югозападе и 55° на северо-востоке, а простирание юго-восточной меняется соот-



ветственно от 50 до 40—45°. Простирание даек варьирует в пределах 20—65°, статистический пик приходится на азимут 50° в юго-западной части роя и 40° в северо-восточной. Дайки сложены в разной степени раскристаллизованными афировыми долеритами с резко подчиненным количеством плагиофировх разностей, в том числе с крупными (до 0,5—1 см) вкрапленниками плагиоклаза. Различий в простираниях разных петрографических типов нет.

Мощность даєк в роє II колеблется от 1 до 7 м, достигая в редких случаях 8-9 м; преобладают тела мощностью 2—3 м. Мощность плагиофировых долеритов обычно 3—6 м. Наибольшие ширина (свыше 10 км) и плотность роя (в среднем 20 даєк/км, или 5,5% занимаемой площади) приходятся на район сечений II6—6'(см. рис. 51). На рис. 52,6 видно, что здесь в центральной части роя шириной 6,5 км плотность достигает 7,5%, а на отдельных отрезках ближе к северо-западному краю превышает 10%. Это происходит за счет сгущения даєк и одновременного увеличения их средней мощности; междайковые пространства в отдельных пучках часто становятся в несколько раз меньше ширины самих тел. В краевых частях роя плотность резко снижается: на юго-востоке — до 2%, или 10 даєк/км, на северо-западе — до 1%, или 4 дайки/км. Далее к северо-западу, уже в межроевом пространстве, частота встречаемости не превышает 1—2 даєк/км.

По простиранию плотность роя также не остается постоянной. Она заметно уменьшается и в сечении II*e*, примерно через 14 км к юго-западу от II6-6', — до 2,4% или 14 даек/км (для обнаженной северной половины роя), и в районе сечений IIa-a', в 32—35 км к северо-востоку от района II6-6', — до 1% или 5 даек/км (см. рис. 52,*a*, *e*). На северо-востоке ширина всего роя сужается до 7 км.

Плотность роя сокращается по простиранию в обоих направлениях от сечения с максимальными значениями за счет уменьшения общего количества даек и "утонения" отдельных тел: в сечениях IIa—a' и IIs преобладают дайки мощностью 1—2 м, а наибольшая мощность не превышает 4—5 м, достигая в единичных случаях 6 м (сечение IIs).

Количество и мощность даек еще заметнее сокращаются по восстанию роя. Правда, эти изменения из-за условий обнаженности были зафиксированы лишь на основании разрозненных визуальных наблюдений без статистической их обработки. Так, из тринадцати даек, обнажающихся в сечении $II \delta_1$ возле северозападной границы роя вдоль кромки берега и простирающихся по азимуту $35-50^\circ$, лишь три прослеживаются по склону фьорда до бровки водораздельного плато, превышающего уровень моря примерно на 360 м. Юго-восточнее, ближе к другому концу этого же сечения, от пучка из четырех даек простирания 50° и общей мощностью до 25 м у основания склона через 200—250 м вверх по вертикали остается лишь одна дайка мощностью 2 м.

Приведенные примеры вносят определенную коррективу в оценку плотности роя в районе сечений IIа—a' (см. рис. 52,а), где подсчет даек и измерение их мощности проводились по бортам двух долин, продолжающих Стейнгримс-

Рис. 51. Структурная схема перешейка Северо-Западного полуострова

I — границы линейных дайковых роев и их номера (a) и центральной части роя III (b) по H. Хальду и др. [Hald et al., 1971]; 2 — профили, по которым изучались дайки, и их обозначения; 3 — разломы (штрихи указывают на опущенное крыло, стрелки — на направление горизонтального сдвигания); 4 — зона флексуры; 5 — вулканические центры (Б — Брехкуфьядлский, К — Кроуксфьордский, М — Моко-удльсдалурский); 6, 7 — детали Кроуксфьордского вулкана: 6 — некки долеритов (a), экструзии дацитов (b), кислые игнимбриты и туфы (s), 7 — контур ранней кольцевой структуры (a), кальдера (b); 8 — подошва (a) и кровля (b) разреза вулканитов 9-й палеомагнитной эпохи (по данным М.А. Ахметьева); 9 — отдельные маркирующие потоки базальтов; 10 — пачки (a) и горизонты (b) осадочных пород; 11 — элементы залегания, градусы

Сокращенные названня: С — мыс Скауланес, Т — ферма Тоурисстадир, Х — ферма Хусавик, Д — пос. Дрангснес



Рис. 52. Гистограммы частоты встречаемости (вверху) и распределения мощностей даск (внизу) по профилям II*a—a' (a)*, 116₁₋₂ (*б*) и 11*e (e*) Положение профилей см. на рис. 51

фьорд на северо-востоке перешейка, на высоте около 100—150 м над уровнем моря. По-видимому, плотность роя, приведенная к нулевой горизонтали, здесь должна быть по крайней мере в 1,5—2 раза выше, чем наблюдаемая по склонам долин. Но и в этом случае она будет намного меньше плотности в районе максимального сгущения роя (сечения II6-6').

Рой III имеет ограниченное распространение. Он обнажается только на южном побережье перешейка к юго-западу от остатков Кроуксфьордского центрального вулкана. По данным Н. Хальда и др. [Hald et al., 1971], большинство даек сложено порфировыми долеритами с крупными вкрапленниками плагиоклаза и мелкими фенокристами пироксена (авгита), количество которых меняется от дайки к дайке и даже внутри отдельных тел. Доминирующая мощность даек 3—5 м, встречаются дайки шириной до 15 м. Общая ширина роя превышает 10 км, плотность в центральной части (около 5 км вкрест простирания) достигает почти 10%, снижаясь на периферии до 5%, а вблизи краев до 1% [Hald et al., 1971]. Согласно нашим измерениям по аэрофотоснимкам, среднее количество даек на 1 км в полосе, захватывающей центральную часть роя и его северо-западный край, равно 18. Далее, в промежутке между роями III и II, плотность даек снижается до 7 даек/км.

Ориентировка отдельных трещинных тел роя III колеблется в основном в интервале 15—50°. При этом северо-западная граница центральной части роя имеет простирание примерно 45°, а юго-восточная — 40°. К северовостоку рой быстро выклинивается (см. рис. 51): на севере перешейка при тех же условиях обнаженности, что и на юге, вдоль кромки берега дайки встречаются реже, чем одна на километр поперечного профиля.

Рой IV отличается от предыдущего своей протяженностью. Была исследована лишь западная треть роя шириной около 4 км. Западная его граница простирается по азимуту 30—35°, отклоняясь к более меридиональному направлению на севере. Здесь рой несколько смещен по правилу левого сдвига вдоль берегов Стейнгримс-фьорда. Преимущественное простирание даек внутри изученной части колеблется от 0 до 40° (сечения IVa и IV6) и от 0 до 50° (сечение IVe). Дайки сложены разнозернистыми афировыми долеритами, а также плагиофировыми и микроплагиофировыми разностями (до 45% общего количества тел). Мощность их варьирует от 1 до 4 м, большинство имеет ширину 2—3 м. На юге (сечение IVe) мощность даек несколько уменьшается: средняя — до 1-2 м, максимальная — до 3 м. Степень раскристаллизации и порфировая структура от мощности даек не зависят.

Плотность изученной части роя невелика. По берегам Стейнгримс-фьорда (сечения IVa и IVb) она составляет около 1,5%, или 6—7 даск/км поперечного профиля, а на юге (сечение IVe) — менее 1%, или 4 дайки/км (рис. 53). Такое изменение, вероятно, связано с постепенным выклиниванием роя в южном направлении: на расстоянии около 25 км его плотность падает почти в 2 раза. В районе наибольшей наблюдаемой плотности (сечение IVb) в краевой части роя выделяются два нешироких (по 600—800 м) пучка, в пределах которых плотность даек увеличивается до 2,7—4,75% (рис. 53). Единичные наблюдения и анализ аэрофотоснимков указывают на возрастание количества и мощности даек к предполагаемому центру роя, приходящемуся на восточную береговую кромку приустьевой части Кодла-фьорда. Там встречаются тела мощностью до 6 м и более, а среднее число даек в пересчете на 1 км поперечного сечения достигает местами 24—25.

Морфология даек. Форма даек изучалась главным образом в плане вдоль южных сечений роя II, где они прекрасно обнажаются по побережью среди базальтовых потоков или просто "отпрепарированы" в рельефе приливноотливной полосы в виде шхер, но имеют ограниченную протяженность до первых сотен метров. Встречаются дайки различного направления, среди





Положение профилей см. на рис. 51

них и тела с очень выдержанным простиранием, относительно ровными стенками и постоянной мощностью, и четковидные тела с раздувами и пережимами, составляющими 25—50, иногда до 100% средней мощности, а также расщепляющиеся, сходящиеся и изгибающиеся дайки, у которых изменение простирания может достигать 25°. Неоднократно отмечались дайки с извилистыми, зазубренными или ступенчато изломанными краями (между основной и соединяющей "ступеньками" обычно тупой угол в 130°). При этом мощность тел никакого значения не имеет. Нет видимой связи между определенным морфологическим типом и каким-то конкретным направлением простирания.

Очень часто дайки (причем всех отмеченных разновидностей) состоят из кулис, которые вне зависимости от пространственной ориентировки в одних случаях образуют правый ряд, а в других — левый. Расстояния между концами смежных кулис обычно колеблются от половинной до двойной ширины самих тел. Иногда вместо кулис наблюдаются резкие коленообразные изгибы трещинных интрузий. Встречаются также лестничные дайки, состоящие большей частью из двух длинных отрезков одинакового направления и одного короткого, соединяющего, простирание которого может отличаться от генерального на 15—40°, подчиняясь левому или правому закону отклонения. Зарегистрированы еще единичные сильно извилистые тела, как, например, в средней части сечения II6₂, где азимут простирания дайки среднезернистых долеритов мощностью до 3,5 м меняется к северо-востоку на протяжении менее 200 м следующим образом: 50—30—5— 60—15—35—50°.

В сечении II61 неоднократно наблюдались пересечения даек одного направления дайками другого, на чем специально остановимся ниже. В местах сгущения роя нередко прослеживаются пучки, в которых дайки сближаются настолько, что подчас исчезают даже маломощные (50-10 см) скрины и образуются двойные интрузии, причем более мощная иногда постепенно срезает маломощную. Отмечены две телескопированные дайки, сложенные в обоих случаях плагиофировыми базальтами и внедрившимися в них микродолеритами с узкими зонами закалки в призальбандовых частях; мощность микродолеритов в одной из сложных даек около 1 м, а порфировых базальтов по бокам — 2 и 3 м. Однако многократно внедрявшиеся друг в друга дайки типа комплекса параллельных или пластинчатых тел встречены нигде не были, хотя отдельные дайки преимущественно средней или повышенной мощности нередко напоминают в миниатюре пластинчатый комплекс. Для таких тел характерны многочисленные зоны закалок мощностью от долей до 1 см, представленные стекловатыми или тонкозернистыми структурными разностями долеритов, которые получают развитие в приконтактовых (одной или обоих) частях даек, гораздо реже в центральных, придавая им слоистый вид. Мощность "слоистых" участков обычно 1-1,5 м, толщина "пластин" между закалками от 2-6 до 15-17 см. В краевых частях преобладают односторонние закалки, обычно быстро выклинивающиеся и как бы блуждающие среди остальной хорошо раскристаллизованной массы дайки. Подобные зоны чаще всего линзовидные, они могут ветвиться и проникать от краев во внутрь тел, во многих случаях перемежаясь с автомагматическими брекчиями (рис. 54).

В вертикальных разрезах, насколько это видно на крутых склонах фьордов и долин, дайки в общем имеют такое же строение, как и в плане. Основные отличия: намного реже встречаются кулисно подставляющие тела, не были зафиксированы дайки лестничного типа или с резкими коленообразными изгибами, как и вообще сильные изменения в ориентировке трещинных тел, которые в подавляющем большинстве случаев образуют прямой или очень близкий к нему угол с наклоном покровных базальтов; преобладающие углы падения даек 75—85° в северо-западных румбах. Однако при проникновении в сложные пачки, содержащие осадочные породы и маломощные горизонты шлаков, дайки часто начинают сильно изгибаться, ветвиться и утоняться по восстанию. В береговых обрывах на восточном конце сечения IV6 видно, как дайки в таких случаях утоняются до 0,5 м и менее, становятся непротяженными, хаотически простирающимися, от них часто отходят короткие апофизы.

Из приведенного краткого описания следует, что дайки рассмотренных роев несколько отличаются по своей морфологии от даек района Брейддалур на востоке страны. Они обладают признаками, характерными для выделенных там и линейных и ветвящихся тел. Однако по сравнению с последними изгибающиеся дайки на перешейке Северо-Западного полуострова являются намного более протяженными (выходят далеко за пределы вулканических центров), сложены разными структурными типами долеритов и имеют в целом гораздо большую мощность и выдержанные падения, согласующиеся с наклоном линейных тел данного роя. Морфологические особенности большинства даек указывают на их внедрение по трещинам отрыва (растяжения). Не исключено, что наиболее прямолинейные и ровные дайки образовались по трещинам скалы-



Рис. 54. Строение "слоистых" даек. Зарисовки А.Р. Гептнера

а — восточная часть профиля IV6 (план); 6 — южная часть профиля II6₁ (план); е — юго-восточная часть профиля IIe (разрез)

1 — автомагматические брекчии долеритов; 2 — зоны закалок; 3 — трещинные отдельности; 4 — шлаковые корки базальтовых потоков

вания. Кулисообразные ряды относительно коротких трещинных тел возникли, скорее всего, при деформации сдвигания, проявившейся в отдельных зонах.

Возраст даек и дайковых роев. Возраст даек и дайковых роев определяется косвенно по их пространственному положению и соотношению с вмещаюшими толщами. Обычно дайки срезаются современной эрозионной поверхностью или выклиниваются среди базальтовых потоков. В последнем случае они резко, часто ступенчато сужаются на конце или от них с одной стороны ответвляются вверх апофизы. В роях II и IV наблюдались вместе с тем и прямые переходы даек в маломощные шлаколавы (южная часть сечения $II \delta_1$) и пузырчатые лавы (восточное окончание сечения $IV \delta$), залегающие между потоками платобазальтов или на пачке осадочных пород лахарового типа и генетически связанные с миниатюрными вулканическими аппаратами, которые периодически возникали одновременно или в промежутках между излияниями платобазальтов. Питающие дайки по краям становятся пузырчатыми, приобретают шлаковидный облик и всегда сопровождаются внутренними зонами закалок ("слоистые" дайки).

Нерешенной остается проблема связи даек и платобазальтов. Хотя непосредственные переходы даек в покровы этого типа нигде зафиксированы не были. однако это обстоятельство, как нам представляется, еще не дает основания утверждать, что трещинные тела не являются подводящими каналами платобазальтов. Так, в сечении II61 наблюдается следующая закономерность. Среди толщи лав, падающих к юго-востоку под углами 6-14°, здесь обнажаются четыре дайки крупноплагнофировых долеритов мощностью 3-3,5 м и одна дайка таких же пород мощностью 5 м. Дайки имеют разное простирание — 30, 35, 45-50 и 65°; самая мощная из них — лестничная, длинные отрезки простираются по азимуту 35°, короткий — по азимуту 75°. На расстоянии 200—350 м к юговостоку от каждой дайки, т.е. выше по разрезу, залегает по одному покрову плагиофировых базальтов мощностью около 5 м; породы этих покровов петрографически и петрохимически совершенно идентичны породам перечисленных даек (см. следующий раздел). Подобная строгая повторяемость вряд ли является случайной и может, очевидно, свидетельствовать в пользу генетической связи даек и некоторой части платобазальтов. В таком случае возраст даек линейных росв должен быть очень близок к возрасту вмещающих лав.

Из сказанного можно заключить, что время становления дайковых роев на северо-западе Исландии последовательно омолаживается с запада на восток синхронно с омоложением вулканического разреза (см. рис. 51).

Рой I возник, по-видимому, в 11-ю палеомагнитную эпоху: он расположен рядом и частично рассекает туфогенно-осадочную пачку Ваттарфьядль из средней части брьяунслайкурского стратиграфического горизонта. Для лав, залегающих непосредственно выше серии осадочных линз, которые продолжают эту пачку на запад, в районе Брьяунслайкур К-Аг методом получены средние значения абсолютного возраста 11,78±0,19 млн лет [Mc Dougall et al., 1984].

Рой II формировался, скорее всего, в самом конце 11-й и в первой половине 10-й эпохи: по его юго-восточному краю в районе Скауланес—Дьюпи-фьорд выходит пачка с флорой, которая венчает разрез брьяунслайкурского горизонта.

Рой III появился в основном на рубеже 10-й и 9-й эпох одновременно с накоплением пород под флороносными слоями Хусавика в средней части одноименного горизонта. Вышележащие лавы на южном берегу Стейнгримсфьорда датируются возрастом 10,34 млн лет¹. Дайки роя III секут основную часть Кроуксфьордской вулканической постройки и комагматичны наиболее поздним субвулканическим телам и неккам по ее периферии [Hald et al., 1971].

По мнению М.А. Ахметьева [Стратиграфия..., 1978], последние проявления вулканической активности этого крупного центра — извержения кислого состава — приходятся на основание разреза 9-й эпохи. С наступлением этой эпохи началось, видимо, становление и дайкового роя IV: часть даек связана с лавами над главной осадочной пачкой Хусавик (северное побережье Стейнгримсфьорда). Другие дайки роя IV к югу и юго-востоку от Кодла-фьорда рассекают породы верхов хусавикского и низов хредаватненского горизонтов, граница между которыми соответствует примерно рубежу 9-й и 8-й палеомагнитных эпох (9,14 млн лет). Возраст наиболее молодых базальтов, которым комагматичны трещинные интрузии роя IV, определяется в 8,86 млн лет. Таким образом, формирование этого роя продолжалось, по нашим расчетам, в течение 1,4—

¹Эта и следующие цифры получены с помощью графика, построенного на основании многочисленных определений абсолютного возраста, которые были опубликованы И. Мак-Доугаллом с соавторами [Mc Dougall et al., 1984].

1,5 млн лет. А внедрение даек всех четырех роев происходило с небольшими перерывами на протяжении почти 3 млн лет — в период приблизительно с 11,78 до 8,86 млн лет включительно.

Структурно-динамические особенности формирования линейных дайковых комплексов. Как и на востоке страны, в районе перешейка Северо-Западного полуострова наблюдается такое же последовательное изменение пространственной ориентировки дайковых роев от более древних к более молодым, только в обратном направлении — с запада на восток. Рой I имеет восток-северовосточное простирание, рои II и III — северо-восточное, а рой IV — северосеверо-восточное (см. рис. 51). Таким образом, с течением времени произошел как бы разворот дайковых роев против хода часовой стрелки почти на 45°. Следует отметить, что аналогично изменилось простирание и вмещающих лавовых серий.

Отличительной особенностью рассматриваемых роев является довольно широкий диапазон простираний самих даек внутри каждого из них, что отчетливо видно на соответствующих диаграммах (рис. 55). При этом в любом сечении, за исключением одного (рой I), устанавливаются статистические пики нли узкие поля преобладающих простираний. И чем полнее сечения и больше замеров, тем эти пики отчетливее. В сечениях II6 и III выделяются два основных пика, причем один из них совпадает с азимутом простирания одной из границ роев, а другой отклоняется от него к меридиану на 15°. В остальных сечениях роя II отклонение генерального простирания даек от простирания роя составляет 10—20° в ту же сторону (против хода часовой стрелки). В рое IV (точнее, в краевой западной его части) направление преобладающей ориентировки даек совпадает с азимутом простирания западной границы, но поскольку статистических данных по этому рою мало, то в принципе не исключена и косая ориентировка господствующего простирания даек по отношению к направлению всего роя.

Еще одна особенность линейных дайковых комплексов Северо-Западной Исландии — неоднократные случаи пересечения внутри роев даек разного направления, группирующихся обычно в системы, пространственная ориентировка каждой из которых отличается на диаграммах от соседней в среднем на 15-20°. Прорывание даек одних систем трещинными телами других было надежно задокументировано на всем протяжении сечения Шб1. Там было выявлено, что наиболее ранними являются дайки с азимутами простирания 65—70°, а наиболее поздними — с азимутами 0—15°. Взаимоотношения среднего поколения даек, имеющих северо-восточную ориентировку, более сложные: недалеко от северного конца сечения II61 дайки системы 30—40° секутся телами системы 45-55°, а в средней части этого сечения и ближе к южному его концу наблюдаются обратные соотношения. Особое положение занимают дайки с азимутами простирания 75—95°: они пересекают дайки системы 65—70° и, в свою очередь, секутся телами всех остальных направлений. Распространены они лишь на ограниченном отрезке возле северного края сечения Пб₁, в основном там, где отмечено возрастание плотности роя до 10,6% (см. рис. 52,6). Ни в более южных сечениях этого района (II62, II6' на рис. 56), ни в каких-либо других сечениях роя II (IIa—a' и IIa на рис. 55) субширотные дайки встречены не были. По всей видимости, они образуют локальный радиальный пучок, отходящий на запад от вулканического центра Брехкуфьядл, частично вскрытого в изголовье Дьюпи-фьорда.

Установленная в общих чертах последовательность появления разноориентированных даек объясняет бросающуюся в глаза изменчивость простирания многих индивидуальных тел. Очевидно, что дайки более поздних генераций могли не только внедряться вдоль какого-то нового тектонического направления, но и использовать также трещины или просто ослабленные зоны (равно



Рис. 55. Днаграмма распределения простираний даск в дайковых роях на перешейке Северо-Западного полуострова

Условные обозначения к рис. 55, 56

Цифровые и буквенные обозначения соответствуют номерам роев и их сечениям (см. рнс. 51). Количество измерений: I = 17, IIa = a' = 16, $II6_{1-2} = 186$, IIa = 68, III = 165, IVa = 12, IV6 = 22, IVe = 14. *1*, 2 — простирания границ дайковых роев: *1* — северо-западной, 2 — юго-восточной (для роя III — простирания границ его центральной части)

как и ограниченные их отрезки), возникшие ранее и имевшие иную ориентировку. Это относится и к кулисно построенным в плане телам с различным простиранием кулис, и к лестничным и к расщепляющимся дайкам.

Изложенное позволяет констатировать, что становление роя II происходило достаточно длительно и сопровождалось изменением простирания составляющих его даек в целом от субширотного до субмеридионального. Преобладающее распространение получили тела северо-восточного направления, которые являются транзитными на всем протяжении роя (см. рис. 55). Формирование роя началось до возникновения вулкана Брехкуфьядл, с которым связан сугубо локальный пучок даек простирания 75—95°, ничем не отличающихся по своей морфологии и составу от даек всех остальных направлений, и закончилось



Рис. 56. Днаграмма распределения простираний даск в отдельных сечениях роя II Количество измерений: II6₁ — 131, II6₂ — 55, II6⁷ — 26 Условные обозначения см. на рис. 55

после прекращения активности этого вулканического центра. В густом пучке даек, ориентированных по азимутам 45—50 и 30—35° и обнажающихся вдоль русла глубоко врезанного ручья к северо-востоку от сечения II6', можно видеть, что часть из них служила подводящими каналами для небольших одноразовых излияний лав на продолжении основной постройки Брехкуфьядл, другая же часть даек рассекла эти лавы. Подобные факты еще раз указывают на то, что дайковый рой образовался синхронно с накоплением вмещающих и вышележащих толщ, распространенных восточнее.

Как уже отмечалось, другие линейные рои изучены хуже, чем рой II. Для роя III массовые замеры направлений трещинных тел проводились по аэрофото-

снимкам, в роях I и IV количество полевых измерений этого параметра оказалось не очень велико из-за плохой обнаженности. Тем не менее все построенные диаграммы принципиально одинаковы с диаграммами роя II и также наглядно демонстрируют значительный разброс простираний даек (см. рис. 55). Поэтому выводы о длительности становления роя II и переориентировке с течением времени составляющих его дайковых систем справедливы, видимо, для остальных роев тоже.

Последней особенностью рассматриваемых комплексов является сравнительно небольшая их протяженность. Наиболее короткий рой III, который менее чем через 35 км от сечения с большой для региона плотностью даек исчезает полностью (см. рис. 51). Не столь быстро, но все же на довольно коротком расстоянии выклиниваются с удалением от центральных участков сгущения рои II и IV. В этих роях плотность сокращается вдвое или даже больше примерно через 25—30 км от районов максимальных значений (см. рис. 52, 53). При этом если на востоке Исландии плотность по простиранию линейных роев уменьшается за счет исчезновения в первую очередь маломощных даек, то на перешейке Северо-Западного полуострова происходит уменьшение как общего количества тел, так и их средней (равно как и наибольшей) мощности; исчезают также "слоистые" дайки с внутренними зонами закалок и автомагматическими брекчиями, которые, вероятно, питали мелкие лавовые потоки.

Аналогичным путем, только намного быстрее, выклиниваются рои на северозападе страны в вертикальном направлении. Это особенно наглядно видно в сечении II61, где вдоль нулевой горизонтали отмечена самая большая из зафиксированных плотность роя II. Однако здесь уже на высоте 250—350 м над уровнем моря плотность роя сокращается в 5-10 раз. Поскольку плотностные характеристики при прочих равных условиях (степень растяжения и др.) связаны прежде всего с близостью питавшей магматической камеры, то уменьшение интенсивности базальтового магматизма внутри дайкового роя обусловлено, очевидно, удалением от материнского резервуара. На былое близкое залегание таких резервуаров в местах сгущения, например, роев II и IV указывает присутствие "слоистых" даек, служивших подводящими путями для небольших лавовых излияний. Поступление расплава к дневной поверхности, видимо, не было свободным и происходило импульсивно неоднократно следовавшими друг за другом порциями. Ранее внедрившаяся магма успевала в приповерхностных условиях несколько охладиться и приобрести большую вязкость, что и приводило с поступлением новых ее порций к брекчированию и появлению внутренних закалок вплоть до извержения лавы на земную поверхность. Вдали от магматического источника, в районах выклинивания дайковых росв, связи магмы с поверхностью практически не было. Поэтому мы не видим там "слоистых" тел, зато часто встречаются слепо оканчивающиеся трещинные интрузии (сечения IIa' и IVs).

Совокупность перечисленных выше данных приводит к еще одному важному следствию: латеральная миграция магматического материала от питавшей камеры чаще была, по всей видимости, намного быстрее и легче, чем его продвижение наверх. Этот вывод согласуется с наблюдениями над распространением магмы в современных активных рифтовых зонах в районе вулканического центра Крабла на севере Исландии и на Гавайях, под вершиной Килауза [Helgason, Zentilli, 1985].

Итак, в Северо-Западной Исландии при движении с запада на восток, от древних дайковых роев к более молодым, происходит последовательное изменение их простираний от восток-северо-восточного до северо-северо-восточного. Внутри каждого роя дайки внедрялись достаточно длительно и с течением времени меняли свою ориентировку от более широтной к более меридиональной. Наряду с этим наблюдается устойчивое отклонение в том же направлении доминирующего простирания трещинных тел от простирания самих роев. Все, вместе взятое, свидетельствует о становлении линейных дайковых комлексов в динамической системе, для которой были характерны наличие при растяжении сдвиговой компоненты (с вращением магмовыводящих трещин против часовой стрелки) и миграция магматического материала преимущественно в горизонтальном направлении. Вполне возможно, что эта латеральная миграция приводила к спорадическому появлению местных зон сдвиговых деформаций более высокого порядка, в которых возникали некоторые кулисные ряды даек.

Петрография и вещественный состав

Из четырех выделенных на северо-западе Исландии дайковых роев детально исследованы были рои II и IV.

Дайковый рой II представлен двумя типами долеритов — афировыми и плагиофировыми.

Афировые долериты слагают 80—85% даек. Среди них по зернистости выделяются две разновидности — мелкозернистые и тонкозернистые. Наиболее распространены мелкозернистые афировые долериты. Как правило, это равномернозернистая практически полностью раскристаллизованная порода, в которой содержится незначительное по объему количество интерсертального вулканического стекла. Она сложена хаотически ориентированными лейстами плагиоклаза, ксеноморфными и гипидиоморфными кристаллами клинопироксена, разнообразными по форме и размерам выделениями титаномагнетита, количество которого варьирует от 7—8 до 10%. Титаномагнетит, как правило, тяготеет к интерсертальному вулканическому стеклу.

Часто в этом типе долеритов присутствует небольшое количество идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов оливина. В долеритах различных даек количественное соотношение породообразующих минералов несколько различается. Наиболее распространенными формулами минералов несколько различается. Наиболее распространенными формулами минерального состава породы являются: плагиоклаз ≥ клинопироксен > оливин > титаномагнетит > вулканическое стеклю; клинопироксен ≥ плагиоклаз > вулканическое стекло > титаномагнетит = = оливин; клинопироксен = плагиоклаз > вулканическое стекло > титаномагнетит. Структура породы субофитовая, интергранулярная. Вторичные изменения проявлены слабо. Плагиоклаз и клинопироксен свежие. Оливин обычно замещен боулингитом. Интерстициальное вулканическое стекло девитрифицировано, с образованием кристаллов пироксена, плагиоклаза и рудной пыли, и частично замещено смектитом и боулингитом.

Тонкозернистые разности афировых долеритов обычно не полностью раскристаллизованы и неравномернозернисты. Для них характерна слабая везикулярность. Иногда встречаются единичные микрофенокристы плагиоклаза, размеры которых не превышают 0,1—0,2 мм. Плагиоклаз имеет состав битовнита (An₇₀). Порода сложена разноразмерными ксеноморфно-округлыми и гипидиоморфными зернами клинопироксена, разнообразно ориентированными лейстами плагиоклаза, мелкими угловато-округлыми и ксеноморфными выделениями титаномагнетита и рудной пыли, интерстициальным вулканическим стеклом и очень редко единичными идиоморфными кристаллами оливина. Содержание титаномагнетита варьирует от 7—8 до 12—15%. Малые количества титаномагнетита характерны для долеритов, содержащих микрофенокристы плагиоклаза и оливина. Формулы минерального состава породы следующие: клинопироксен > плагиоклаз > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин. Структура породы субофитово-интерсертальная. Порода практически не изменена. Плагиоклаз и

¹ Раздел написан Б.П. Золотаревым.

клинопироксен свежие. Вторичные изменения проявлены в замещении единичных кристаллов оливина боулингитом, в побурении интерстициального вулканического стекла в результате окисления рудной пыли и в частичном выполнении редких везикул смектитом.

В целом по химическому составу обе описанные разновидности долеритов близки между собой (в %): SiO₂ в них варьирует от 46,17 до 48,35; TiO₂ от 0,76 до 2,72; Al₂O₃ — от 12,95 до 14,72; суммарное содержание железа, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 11,91 до 17,29; MgO — от 4,45 до 7,06; CaO от 9,76 до 12,66; Na₂O — от 2,49 до 3,13; K₂O — от 0,23 до 0,74. Однако следует отметить значительные вариации в содержаниях титана, железа и магния, которые в первую очередь связаны с неоднородными распределением в породе титаномагнетита и оливина.

Плагиофировые долериты слагают приблизительно 15-20% даек роя II. По количеству и размерности фенокристов плагиоклаза среди них выделяются две разновидности — редкоплагиофировые и плагиофировые долериты. Редкоплагиофировый долерит представляет собой мелкозернистую равномернозернистую почти полностью раскристаллизованную породу. Содержание фенокристаллов плагиоклаза около 5%. Их размеры 3—4 мм. Состав плагиоклаза — битовнит (Ап₇₀₋₇₅). Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза. гипидиоморфными кристаллами клинопироксена, угловато-изометричными выделениями титаномагнетита (около 10%) и интерстициальным вулканическим стеклом. Титаномагнетит, как правило, приурочен к интерстициальному вулканическому стеклу. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен ≥ титаномагнетит ≥ вулканическое стекло. Структура основной массы породы субофитовая, интергранулярная. Вторичные изменения проявлены слабо. Плагиоклаз и клинопироксен свежие. Интерсертальное вулканическое стекло девитрифицировано, частично замещено боулингитом и окрашено окислами железа в буроватые тона.

Плагиофировый долерит чаще всего представлен мелкозернистой равномернозернистой разностью. Встречаются дайки, сложенные среднезернистым неравномернозернистым долеритом. В обоих случаях степень раскристаллизации породы неполная. Количество фенокристаллов плагиоклаза колеблется от 15-20 до 25-30%. Их размеры варьируют от 3 до 8 мм. Плагиоклаз представлен битовнитом (Ап75-80). Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза, ксеноморфными и гипидиоморфными кристаллами клинопироксена, угловатыми и редко изометричными выделениями титаномагнетита (от 3—5 до 7%), интерстициальным вулканическим стеклом и в долеритах некоторых даек редкими идиоморфными кристаллами оливина. Формулы минерального состава породы: плагиоклаз ≫ клинопироксен > вулканическое стекло > титаномагнетит; плагиоклаз≫клинопироксен>вулканическое стекло>титаномагнетит>оливин. Структура основной массы породы субофитово-интерсертальная и интергранулярная. Вторичные изменения породы обычно проявлены слабо. Плагиоклаз и пироксен свежие. Оливин замещен боулингитом. Интерсертальное вуканическое стекло девитрифицировано и замещено смектитом и боулингитом. Отмечаются отдельные случаи соссюритизации плагиоклаза по трещинам спайности и отдельности.

Химический состав плагиофировых долеритов колеблется в незначительных пределах (в %): SiO₂ — от 46,04 до 47,05; TiO₂ — от 1,02 до 1,78; Al₂O₃ — от 14,47 до 18,35; суммарное железо, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 9,90 до 14,80; MgO — от 5,74 до 6,70; CaO — от 11,15 до 13,32; Na₂O — от 2,49 до 3,28; K₂O — от 0,35 — до 0,70. В то же время редкоплагиофировые долериты отличаются от плагиофировых более высокими содержаниями кремнезема, титана, железа и пониженными концентрациями глинозема и кальция, что сближает их с афировыми долеритами. Эти вариации в химизме легко объясняются фракционированием фенокристов плагиоклаза.

Базальты из эффузивных потоков, вмещающих дайки роя II, были ИЗУчены для сопоставления петрографического состава и химизма пород, слагающих дайки, с покровными платобазальтами. Это пагиофировые тонкозернистые неравномернозернистые слабовезикулярные полностью раскристаллизованные породы. Количество фенокристов плагиоклаза варьирует от 15 до 25-30%, их размер до 2-4 мм. Плагиоклаз имеет состав битовнита (Аласью). Основная масса породы сложена разноразмерными хаотически ориентированными лейстами плагиоклаза и очень мелкими ксеноморфными зернами клинопироксена, на фоне которых редко встречаются более крупные (до 0.05 мм) гипидиоморфные его кристаллы. Титаномагнетит представлен ксеноморфноокруглыми зернами и составляет около 8—10, иногда 12% площади основной массы породы. Редкие округлые везикулы выполнены смектитом. Иногда в основной массе породы встречаются гипидиоморфные выделения оливина. замещенного боулингитом. Формула минерального состава породы: плагиоклаз > клинопироксен > титаномагнетит ≫ оливин. Структура основной массы породы интергранулярная. Вторичные изменения слабо проявлены и выражены в развитии смектита в везикулах, в замещении оливина боулингитом и в слабой соссюритизации фенокристаллов плагиоклаза по трещинам его отдельности.

Плагиофировые базальты по химическому составу очень близки между собой (в %): содержание SiO₂ колеблется от 46,63 до 47,70; TiO₂ — от 1,02 до 1,49; Al_2O_3 — от 16,30 до 16,93; суммарное количество железа, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 10,47 до 13,64; MgO — от 5,16 до 6,80; CaO — от 1'1,80 до 12,55; Na_2O — от 2,56 до 2,87; K_2O — от 0,41 до 0,77. Обращает на себя внимание удивительное сходство в химизме покровных плагиофировых базальтов и плагиофировых долеритов даек, залегающих поблизости. По-видимому, дайки сингенетичны базальтам и являются их подводящими каналами.

Дайковый рой IV представлен тремя структурными типами — афировыми, микроплагиофировыми и плагиофировыми долеритами.

Афировые долериты слагают до 55% даек изученной части роя IV. По зернистости среди них выделяются две разности — мелкозернистые и тонкозернистые. Наиболее распространены мелкозернистые равномернозернистые почти полностью раскристаллизованные долериты. Порода сложена лейстами плагиоклаза, гипидиоморфными кристаллами клинопироксена, игольчатыми, зубчато-игольчатыми, угловато-игольчатыми и угловато-ксеноморфными выделениями титаномагнетита, которые чаще всего приурочены к интерстициальному вулканическому стеклу, и редкими идиоморфными кристаллами оливина. Количество титаномагнетита варьирует от 5--7 до 12-15%. Формулы минерального состава мелкозернистых афировых долеритов следующие: плагиоклаз > клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин: плагиоклаз > клинопироксен ≥ титаномагнетит > оливин ≥ вулканическое стекло; плагиоклаз≫ клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло. Структура породы субофитово-интерсертальная, офитовая и редко интергранулярно-такситовая. Порода слабо изменена вторичными процессами. Плагиоклаз и клинопироксен свежие. Отмечается замещение оливина боулингитом, а интерстициального вулканического стекла смектитом и боулингитом.

Тонкозернистая разность афировых долеритов встречается редко. Обычно это неравномернозернистая почти полностью раскристаллизованная порода, сложенная разноразмерными хаотически ориентированными лейстами плагиоклаза, округлыми ксеноморфными зернами клинопироксена, угловато-ксеноморфными выделениями титаномагнетита (8—10%) и небольшим количеством интерстициального вулканического стекла. Формула минерального состава породы: плагиоклаз ≥ клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло. Структура породы интергранулярная. Вторичные изменения проявлены в замещении интерстициального вулканического стекла боулингитом и смектитом. Встречаются мелкие единичные везикулы, выполненные смектитом, подкрашенным окислами железа в бурый цвет.

Вариации в химическом составе афировых долеритов довольно значительны (в %): содержание SiO₂ колеблется от 45,55 до 49,13; TiO₂ — от 1,47 до 2,51; Al₂O₃ — от 11,62 до 14,09; суммарное содержание железа, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 12,18 до 17,94; MgO — от 4,53 до 8,57; CaO — от 9,14 до 12,15; Na₂O — от 2,58 до 2,84; K₂O — от 0,32 до 0,79. По-видимому, это связано с неоднородным распределением плагиоклаза и железомагнезиальных силикатов.

Микроплагиофировые долериты слагают около 30% даек. Чаще всего это мелкозернистая равномернозернистая практически полностью раскристаллизованная порода. Содержание микрофенокристов плагиоклаза колеблется от 2—5 до 10—15%. Распределены они неравномерно. Их размеры не более 1—2 мм. Состав плагиоклаза — битовнит (An_{70-75} , An_{80}). Основная масса породы сложена разноразмерными лейстами плагиоклаза, иногда со слабо выраженной такситовой ориентацией, с гипидиоморфными зернами клинопироксена, пластинчатыми, неправильно-угловатыми и изометричными скелетными кристаллами титаномагнетита (7—8, иногда 10%), единичными изометричными кристаллами оливина и небольшим количеством интерстициального вулканического стекла.

Формула минерального состава породы зависит от содержания микрофенокристов плагиоклаза. Отмечаются следующие количественные соотношения породообразующих минералов: плагиоклаз > клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин; клинопироксен = плагиоклаз > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин; плагиоклаз > клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин; плагиоклаз > клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин; плагиоклаз > клинопироксен > титаномагнетит > вулканическое стекло > оливин. Структура основной массы породы может быть офитовая, субофитовая, интергранулярная, интерсертальная и интергранулярно-такситовая. Вторичные изменения затрагивают только оливин и ин-



Рис. 57. Варнационные днаграммы K₂O — TiO₂ (a), TiO₂ — Fe₂O² (b), CaO — MgO (c) Условные обозначения к рис. 57—59

1, 2 — долернты даек роя II: 1 — афировые, 2 — плагнофировые; 3 — базальты, вмещающие дайки роя II; 4, 5 — долернты даек роя IV; 4 — афировые, 5 — плагнофировые; 6 — крупноплагнофировый долерит из некка, комагматичного дайкам роя III (по Н. Хальду и др. [Hald et al., 1971]); 7 — поле фигуративных точек простых даек Восточной Исландии





Рис. 58. Вариационные диаграммы Al₂O₃ — CaO (a), MgO — Fe₂O[†] (b), Al₂O₃ — TiO₂ (c) Условные обозначения см. на рис. 57

терстициальное вулканическое стекло. Оливин нацело замещен боулингитом, а вулканическое стекло — боулингитом и смектитом.

В целом микроплагиофировые долериты по химизму очень близки между собой (в %): количество SiO₂ колеблется от 47,48 до 48,68; TiO₂ — от 1,65 до 2,09; Al₂O₃ — от 12,95 до 13,78; суммарное содержание железа, пересчитанное на FeO₃, — от 13,48 до 15,74; MgO — от 5,56 до 6,32; CaO — от 11,10 до 11,63; Na₂O — от 2,70 до 2,98; K₂O — от 0,42 до 0,50.

Плагиофировые долериты составляют примерно 15% даек роя IV. Они представлены мелкозернистой равномернозернистой почти полностью раскристаллизованной породой. Количество фенокристов плагиоклаза 15—25%, их размеры 2—5 мм. Состав плагиоклаза — битовнит (An_{75-80}). Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза, гипидиоморфными и идиоморфными кристаллами клинопироксена, угловато-ксеноморфными и пластинчатыми выделениями титаномагнетита (5—7%), небольшим количеством интерстициального вулканического стекла и редко кристаллами оливина. Оливин по размерности и форме кристаллов делится на две группы: мелкие идноморфные кристаллы (до 0,1 мм), которые, как правило, включены в порфиробласты плагиоклаза, и более крупные (до 0,2—0,3 мм) гипидиоморфные кристаллы, локализованные в основной массе породы. Оливин первой группы нацело замещен боулингитом. Оливин второй группы



Условные обозначения см. на рис. 57

обычно свежий или частично с периферии и по трещинам отдельности замещен боулингитом. Формулы минерального состава породы: плагиоклаз ≫ клинопироксен > вулканическое стекло > титаномагнетит; плагиоклаз ≫ клинопироксен > вулканическое стекло = титаномагнетит > оливин. Структура основной массы породы субофитово-интерсертальная, интергранулярная. Порода слабо изменена вторичными процессами. Они проявлены в частичном замещении оливина боулингитом и в смектитизации интерстициального вулканического стекла.

Вариации в химическом составе плагиопорфировых долеритов очень незначительны (в %): содержание SiO₂ колеблется от 47,08 до 47,19; TiO₂ — от 1,02 до 1,34; Al₂O₃ — от 17,15 до 17,32; суммарное количество железа, пересчитанное на Fe₂O₃, — от 9,70 до 10,73; MgO — от 6,27 до 7,04; CaO — от 12,57 до 12,77; Na₂O — от 2,35 до 2,58; K₂O — от 0,25 до 0,32. Близость в химизме микроплагиофировых и плагиофировых долеритов, а также небольшой разброс концентраций главных элементов в этих структурных разновидностях пород — следствие достаточно однородного распределения в них породообразующих минералов.

Сравнительный анализ, который был сделан при изучении петрографического состава пород, слагающих дайки двух роев из района Северо-Западного полуострова, показал, что практического различия в их минеральном составе и структуре нет. Есть некоторая разница в соотношении афировых и порфировых разностей пород, которая заключается в том, что дайки роя II сложены преимущественно афировыми долеритами, тогда как среди даек роя IV афировые и порфировые разности встречаются почти с одинаковой частотой¹.

¹ В рое III, согласно данным Н. Хальда и др. [Hald et al., 1971], преобладают порфировые разности.

Τa	бл	H U	a	22
----	----	-----	---	----

Средний химичес	кий состав долеритс	ов из лайковых юм	en II m IV Cenedo	-Запалной Исланлии

TA	1		2	2	3	3		4	
компонент	ž	s	ž	s	ž	S	ż	S	
SiO2	47,12	0,76	46,58	0,51	46,96	0,72	47,43	1,30	
TiO2	1,67	0,58	1,33	0,40	1,56	0,53	2,09	0,42	
Al ₂ O ₃	14,17	0,67	16,34	1,94	14,82	1,50	12,98	1,07	
Fe2O3	6,35	1,67	6,54	1,34	6,41	1,51	5,12	1,73	
FeO	7,98	1,01	5,68	1,12	7,29	1,48	10, 69	1,45	
MnO	0,23	0,02	0,20	0,04	0,22	0,03	0,28	0,06	
MgO	6,04	0,82	6,17	0,49	6,07	0,71	6,04	1,51	
CaO	11,25	1,01	12,22	1,08	11,54	1,07	10,57	1,07	
Na ₂ O	2,81	0,21	2,96	0,42	2,85	0,27	2,72	0,12	
K ₂ O	0,43	0,16	0,55	0,18	0,47	0,16	0,52	0,18	
P2O3	0,11	0,09	0,02	0,02	0,09	0,08	0,17	0,14	
H₂O⁺	0,65	0,10	0,54	0,35	0,62	0,19	0,63	0,19	
H₂O [∼]	1,18	0,27	1,10	0,15	1,16	0,24	0,64	0,38	
Сумма	99,99		100,23		100,06		99,88		
n	7	,	3	6	16	0	:	5	
л Примеч по двум типа фировые 7	ание. 1— ім; 4—7 —	7 3 — долер долериты	3 риты II роя IV роя даек; вм: 8 — спец	даек: 1 — 4 — афир	і афировые, 2 овые, 5 — м) 2 — плаги икроплаги	офировые, 3 офировые, 6 ок: 9 пло	5 — сред 5 — план	

В грубом приближении при перемещении с запада на восток по мере омоложения даек в их сложении увеличивается роль порфировых пород. В данном случае, по-видимому, можно говорить о некотором возрастании накопления плагиоклаза в процессе доинтрузивной дифференциации расплавов, питавших дайки.

Рассмотрение диаграммы Макдональда и некоторых вариационных петрохимических диаграмм показало, что все использованные компоненты связаны между собой достаточно сильной корреляционной зависимостью. При этом K2O-TiO2, TiO2-Fe2O2, CaO-MgO и Al2O3-CaO обнаруживают прямую корреляционную зависимость (рис. 57, 58), а MgO-Fe₂O₃ и Al₂O₃-TiO₂ - обратную (рис. 58). Это однозначно указывает на ведущую роль кристаллизационного фактора в доинтрузивную стадию дифференциации. Из диаграммы Макдональда видно, что около 70% проанализированных долеритов, слагающих дайки роев II и IV, и базальты, сингенетичные дайкам роя II, относятся к щелочно-оливиновой серин (рис. 59). Лишь треть долеритов принадлежит к толеитовой серии. При этом следует заметить, что долериты дайкового роя II характеризуются по сравнению с долеритами роя IV несколько более высокой щелочностью-основностью. Видимо, это было связано с усилением роли кристаллизационной дифференциации в магматических камерах, формировавших дайки роя IV, по сравнению с магматическими камерами, питавшими дайки роя II. В этой связи более высокая "относительная толеитовость" долеритов, слагающих дайки роя IV, может быть объяснена как следствие накопления плагиоклаза в доинтрузивную стадию дифференциации.

Сопоставление химизма долеритов, слагающих дайки северо-запада Исландии, с долеритами даек на востоке страны указывает на их большое сходство (табл. 22; см. табл. 15). Однако дайки северо-запада сложены в целом менее щелочными и менее дифференцированными породами. В этом районе отсутствуют

 5		6		7	1	8	\$	9	
 x	S	ż	S	ž	S	ž	S	ž	S
 48,03	0,65	47,13	0,08	47,55	0,89	47,25	0,89	47,22	0,54
1,94	0,25	1,18	0,23	1,87	0,48	1,71	0,52	1,18	0,27
13,44	0,43	17,23	0,12	13,97	1,89	14,39	1,71	16,62	0,31
5,11	1,15	4,45	1,95	4,98	1,46	5,69	1,62	7,44	2,29
9,14	2,16	5,76	1,22	9,24	2,45	8,26	2,21	4,74	1,56
0,18	0,02	0,18	0,06	0,23	0,07	0,22	0,05	0,18	0,03
5,98	0,39	6,65	0,54	6,15	1,07	6,11	0,89	5,82	0,87
11,37	0,23	12,67	0,14	11,23	1,11	11,39	1,08	12,26	0,40
2,82	0,15	2,46	0,16	2,70	0,18	2,77	0,24	2,69	0,16
0,47	0,04	0,28	0,05	0,46	0,15	0,46	0,15	0,56	0,19
0,15	0,08	0,09	0,02	0,15	0,11	0,12	0,10	0,03	0,02
0,82	0,40	0,83	0,14	0,73	0,26	0,67	0,23	0,50	0,30
0,62	.0,39	1,07	0,08	0,72	0,36	0,94	0,37	0,96	0,33
100,07		99,98		99,98		99,98		100,20	
3		2	1	10	0	2	0	-	

базальты из потоков, вмещающих дайки II роя. \dot{x} — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики Г.Ф. Галковская, Е.В. Черкасова, Н.Л. Калашинкова.

линейные сложные дайки, сформированные за счет иных, более глубинных магматических источников и комбинированных процессов дифференциации (ликвация и фракционирование кристаллов). Сказанное относится также и к дайкам роя III, что подтверждается положением на диаграмме Макдональда (см. рис. 59) плагиофировых долеритов, которые слагают небольшой некк, расположенный на окончании одной из трещинных интрузий этого роя.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ИСЛАНДИИ

Исследованная территория на северо-западе страны отличается тесной пространственной и генетической связью линейных дайковых комплексов, разрывных нарушений и ряда центров базальтового вулканизма (см. рис. 51). Вулканические постройки располагаются в основном внутри дайковых роев на участках их наибольшей плотности. Так, в рое II при движении в сторону Брехкуфьядлского вулкана от сечения $II6_2$ к сечению II6' увеличивается количество и мощность трещинных тел, заметно возрастает число "слоистых" даек. Несколько северо-восточнее дайки сильно сближаются, становятся более извилистыми и дают много апофиз, образуя сложную зону проницаемости на юго-западной периферии вулкана, которая питала серию маломощных быстро выклинивающихся потоков пузырчатых лав и лавовых брекчий с маленькими шлаковыми конусами.

Аналогичное положение по отношению к рою IV занимает Мокоудльсдалурский вулкан, частично вскрытый к югу от Кодла-фьорда и, так же как и Брехкуфьядлский, многократно продуцировавший трещинные излияния базальтов. Гораздо меньший по размерам ареал подобных излияний был связан с дай-

¹ Раздел написан С.Г. Самыгиным.

ковым пучком, выделяющимся между роями II и III к северо-востоку от Дьюпи-фьорда, где на водораздельном участке шириной около 1,5 км, возвышающемся над уровнем моря на 200—300 м, количество даек северо-восточного простирания достигает 10, т.е. их плотность (6—7 даек/км) гораздо больше плотности, обычной для межроевых пространств (1—2 дайки/км). Здесь в глубоких промоинах местами видно, как некоторые дайки служат "корнямн" шлаковых тел с клиньями и лепешковидными кусками лав, которые залегают среди часто и неправильно наслоенных афировых базальтов. Вероятно, в этом районе существовал небольшой паразитический центр, возникший вскоре после прекращения деятельности основного сооружения вулкана Брехкуфьядл.

В иных соотношениях с дайками роя III находится Кроуксфьордский центральный вулкан, отличающийся от предыдущих моногенных построек своими размерами, длительностью и сложностью развития и контрастным составом продуктов. Из анализа данных Н. Хальда и др. [Hald et al., 1971] и некоторых наших наблюдений следует, что вулканическая активность этого центра мигрировала с течением времени в восточно-юго-восточном направлении. Это особенно отчетливо видно по смещению кольцевых структур (см. рис. 51). Более ранняя из них имеет овальную в плане форму и маркируется коническими дайками афировых долеритов и гранофиров, подковообразной интрузией офитовых габбро (на северо-западе), а также небольшими субвулканическими телами и некками микроплагиофировых толеитовых долеритов, авгит-плагиофировых субщелочных базальтов, стекловатых дацитов и брекчий кислого состава (последние встречаются только на северо-востоке). Расположенная восточнее более поздняя кальдера заполнена 200-метровой толщей тонкообломочных туфов, содержащих единичные маломощные потоки афировых базальтов и перекрытых пемзовыми брекчиями, которые содержат обломки полосчатых габбро и гранофиров. По юго-западному краю кальдеры туфы прорваны мелкими телами флюидальных роговообманковых дацитовых порфиров с ксенолитами аналогичных габбро и гранофиров.

Самые молодые вулканические продукты Кроуксфьордского центра обнажаются еще восточнее, уже среди перекрывающих мощных базальтовых покровов. Это удлиненные в северо-северо-восточном направлении трещинные экструзии стекловатых дацитов, сменяющиеся к северу пачкой кислых игнимбритов и туфов, которые относятся к хусавикской флороносной пачке и залегают вблизи основания разреза 9-й палеомагнитной эпохи [Стратиграфия..., 1978]. Синхронно с этими породами сформировался, по-видимому, и дайковый рой III: дайки долеритов "питали" потоки плагиофировых базальтов из кроющей вулкан с востока толщи [Hald et al., 1971], пересская все другие образования, связанные с центральным аппаратом. У юго-восточной границы и недалеко от северозападной располагаются две группы сближенных некков (см. рис. 51), возникших одновременно с дайками и сложенных такими же разностями долеритов с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Некки имеют вытянутую (на северо-западе) либо изометрично-воронкообразную форму и местами переходят в дайки шириной 5—10 м [Hald et al., 1971].

Таким образом, дайковый рой III наложился на Кроуксфьордский вулкан в заключительную, отмирающую стадию его деятельности и практически не вышел на северо-востоке за пределы его площади. Насколько далеко рой протягивается в противоположном направлении, к юго-западу от пос. Рейкхоулар, судить трудно. Как бы там ни было, но к северо-востоку дайки явно "вязнут" в районе Кроуксфьордского вулкана. Можно также утверждать, что у них был свой магматический источник. Действительно, среди даек роя III нет кислых тел, а примерно одновозрастные экструзии кислого состава, обнажающиеся в непосредственной близости на востоке, к самому рою не относятся. Кроме того, долериты роя III и петрографически и петрохимически заметно отличаются 174 от всех пород основного состава, участвующих в сложении вулкана; последние гораздо менее насыщены кремнеземом и нередко принадлежат к щелочной серии [Hald et al., 1971, см. табл. 1], генерировавшей, вероятно, на большей глубине.

Примечательная особенность рассматриваемого региона — широкое распространение разрывных дислокаций, составляющих с роями даск единый структурный парагенез. На рис. 51 показана только часть разломов этой группы те из них, которые были закартированы на местности или уверенно дешифрировались по аэрофотоснимкам. Все они ориентированы в северо-восточных румбах параллельно "пиковым" направлениям окружающих даск. Протяженность нарушений небольшая, обычно в пределах 5—7 км. По простиранию они могут кулисно подставлять друг друга или флексурообразно изгибаться. Падение их всегда крутое, колеблется от 70 до 90° как к северо-западу, так и к юго-востоку. Там, где удалось установить, разломы являются нормальными сбросами; видимая амплитуда смещения может достигать 80—100 м и более. Местами наблюдались зеркала скольжения с вертикально ориентированными штрихами. В единичных случаях при пересечении даек зарегистрированы разрывы со сдвиговой компонентой небольшой амплитуды — от долей метра до первых метров.

Разломы нередко выражены зонами интенсивной трещиноватости и кливажа. Трещиноватость либо субпараллельна всей зоне, либо ориентирована косо по отношению к ней и образует эшелонированную систему (рис. 60,a). Мощность таких зон обычно 2—3 м. Гораздо чаще разломы представлены зонами брекчирования и дробления шириной от 0,5 м до нескольких метров, которые, как правило, сопровождаются по краям повышенной трещиноватостью вмещающих пород (рис. 60, 6). Некоторые зоны дробления с небольшой (первые метры) амплитудой смещения крыльев вверх по склону, как и многие дайки, далеко не прослеживаются, перекрываясь в таких случаях покровами лав с "red-bed" в основании.

Северо-восточные системы разломов формировались в целом одновременно с дайковыми роями. Их преобладающие простирания также меняются с запада на восток от более широтных до субмеридиональных. Иногда можно видеть, как зона дробления пересекается каким-нибудь пучком даек: например, недалеко от южного окончания профиля $II \delta_1$ (см. рис. 51) одна такая зона, ориентированная по азимуту 30°, сечется четырьмя рядом находящимися трещинными телами простирания 50°. Очень часто зоны разрывных дислокаций вмещают дайки (одну или несколько), сужаясь вверх вместе с выклиниванием последних, как в береговых обрывах у северного края профиля $II \delta_2$ (рис. 60.*a*). Суммарная мощность подобных зон местами достигает 20-25 м. Дайки внутри их могут быть как целыми, не испытавшими никакого дробления, так и частично подробленными. Встречаются отдельные дайки со сбросовым смещением вдоль них до 1,5 м; с одной стороны они обычно сопровождаются субпараллельным кливажом, а с другой, со стороны опущенного крыла, — неширокими (0,3-0,5 м) зонами катаклазирования вмещающих лав, куда подчас затягиваются и затираются разделяющие породы "red-bed".

Разрывные нарушения северо-восточных направлений были не только тесно связаны с дайками, но и контролировали распространение вулканогенноосадочных отложений. Последние в виде линз встречаются во многих местах на перешейке Северо-Западного полуострова (см. рис. 51). Линзы имеют мощность 2—8, иногда 15 м и более и состоят из различных сочетаний сидеромелановой тефры, отложений грязевых потоков типа лахар и хорошо слоистых вулканотерригенных пород (переработанная тефра), нередко содержащих прослои лигнитов. Их накопление большей частью происходило в мелких грабенах, ограниченных, по крайней мере с одной стороны, конседиментационными сбросовыми уступами (рис. 61). Более сложное развитие подобных структур, к



Рис. 60. Строение отдельных зон (а—е) разрывных нарушений; северная часть профиля II62 (местоположение профиля см. на рис. 51). Зарисовки А.Р. Гептнера

1 — потоки базальтов; 2 — шла колавовые брекчии; 3 — вулканотерригенные отложения (нерасчлененные); 4 — дайки долеритов; 5 — мелкораздробленная масса; 6 — крупные глыбы базальтов



Рис. 61. Конседиментационный сброс; обрывы к западу от устья Дьюпи-фьорда. Зарисовка А.Р. Гептнера 1—3 — вулканотерригенные отложения: 1 — грубозернистые, 2 — мелко- и тонкозернистые, 3 — прослои "red-bed"

Остальные условные обозначения см. на рис. 60



Рис. 62. Схема образования ископаемого гьяу (а—г); район профиля IVs (местоположение профиля см. на рис. 51) к востоку от устья ручья Мауфадалсау. Составлена А.Р. Гептнером и С.Г. Самыгиным 1 — наземные потоки; 2 — шлаколавовые брекчии; 3 — лахаровые отложения; 4 — обвальный глыбово-гравийный материал; 5 — дайки более ранней (а) и более поздней (б) генераций; 6 — маломощные зоны дробления и зеркала скольжения с вертикальными штрихами

которым, по-видимому, были приурочены и единичные трещинные излияния лав, хорошо реконструируется на северо-западном берегу Гильс-фьорда, в краевой полосе дайкового роя IV. Здесь вдоль дороги обнажается небольшой клиновидный грабен простирания 45—50°, заполненный лавово-шлаковыми брекчиями, глыбово-гравийным материалом (который образовался за счет разрушения и обваливания стенок), лахарами, пронизанными несколькими дайками, одна из которых раздроблена (рис. 62). Это редкий пример ископаемой зияющей трещины (гьяу), которая служила магмовыводящим каналом и вдоль которой после ее заполнения различными по генезису продуктами произошли новые тектонические подвижки с опусканием одного крыла и новые внедрения долеритов.

Конседиментационные разрывы, как и линейные комплексы даек, распределены по площади неравномерно. Места их сгущения явно тяготеют к дай-
ковым роям и концентрируются вблизи базальтовых центров вулканизма. Особенно отчетливо это проявлено в пределах обнаженных участков к югозападу от Брехкуфьядлского центра (см. рис. 51). Здесь разломы образуют довольно густую клавишную систему блоков с преобладающим опусканием крыльев в сторону вулканической постройки. Проседание и наклон "клавиш" происходили неравномерно: от блока к блоку заметно меняется падение одних и тех же пачек лав (на $3-5^\circ$). При этом дайки, проникшие вдоль граничных разломов, обычно залегают не перпендикулярно лавовым потокам (см. рис. 60,e), внедрившись, очевидно, после их наклона; количество подобных даек в ближайших поперечных сечениях роя II достигает 20—25%. Следствием частого наклона и неравномерного проседания блоков во время формирования разреза являются также широко распространенные локальные угловые несогласия и прислонения между отдельными потоками или их группами. Одним из примеров таких соотношений может служить рис. 62.

Еще одна особенность региона — наличие флексуры, протягивающейся от Кроуксфьордского вулкана на северо-восток. Наиболее отчетливо флексурный перегиб выражен по обоим берегам Стейнгримс-фьорда (см. рис. 51), где состоит из серии продольных блоков общей шириной 10—12 км. Углы падения пород в пределах смыкающего крыла различны: в средней его части (район пос. Хоульмавик) — 18—22°, на северо-западе — 14—16°, на юго-востоке — 12—15°. В юго-западном направлении флексура несколько расширяется и проходит через Кроуксфьордский вулкан. Наклон отдельных блоков возрастает до 25—30°, появляются согласно простирающиеся сбросы с амплитудой более 100 м [Hald et al., 1971]. Отсюда получает развитие дайковый рой III, центральная часть которого с наибольшей плотностью даек находится на продолжении зоны максимального флексурного перегиба. Большинство трещинных интрузий этого роя имеют свою специфику: от даек остальных роев они отличаются однородным петрографическим составом (почти одни плагиофировые долериты) и выдержанным падением на юго-восток (в среднем 80—85°).

По всей видимости, становление роя III произошло сразу вслед за образованием флексуры вдоль разрывов и трещин, которые были сосредоточены в сильнее перекошенном ее отрезке. По мнению датских геологов [Hald et al., 1971], дайки комагматичны серии мощных базальтовых потоков, перекрывающих с востока породы Кроуксфьордского вулканического центра и относящихся, согласно данным М.А. Ахметьева, к основанию разреза 9-й палеомагнитной эпохи. Накопление этого разреза также началось после возникновения флексуры, о чем свидетельствует повсеместно выраженное несогласие в его подошве и "трансгрессивное" налегание лав 9-й эпохи на круче наклоненные (на 6-8°) более древние толщи. Очевидно, флексура служила западным ограничением для арсала вулканизма 9-й эпохи, разрез которой наращивался в противоположном направлении, в сторону дайкового роя IV. Это хорошо видно при сравнении нижних серий одного стратиграфического интервала, обнажающихся по разным берегам Стейнгримс-фьорда, через который проходит поперечный сбросо-сдвиг, и находящихся поэтому на различном расстоянии от границы роя. Так, суммарная мощность лав, заключенных внизу разреза между двумя маркирующими флороносными горизонтами осадков, в 6---6,5 км от края роя даек составляет около 135 м (непосредственно восточнее фермы Хусавик, см. рис. 51), а вблизи него — 185 м (несколько западнее пос. Дрангснес).

Основные линейные зоны северо-запада Исландии (II и IV) характеризуются сочетанием нарушений типа сбросов, магмоподводящих трещин растяжения в виде даек, а также вулканических сооружений, имевших однородный толеит-базальтовый состав. Отдельные извержения происходили непосредственно по раздвигам и сбросо-раздвигам. Трещинные извержения местами группировались в относительно крупные центры (Брехкуфьядлский, Мокоудльсдалур-

ский), которые в течение всего времени своего существования были тесно связаны с окружающими их роями даек.

Наземные постройки таких центров состояли, по всей вндимости, из нескольких сильно сближенных и частично наложившихся друг на друга вулканических гряд и цепей, с которых временами скатывались потоки лахар. Эти постройки, включавшие, вероятно, и небольшие одиночные вулканы¹, располагались в осевых зонах ступенчатых синвулканических грабенов или грабенообразных депрессий, в которых аккумулировалась бо́льшая часть излияний и которые ограничивали также распространение пород осадочного происхождения. Прекрасной иллюстрацией этого является ископаемый раздвигово-сбросовый уступ на северо-западном берегу Гильс-фьорда (см. рис. 62), подпрудивший потоки сначала лахар, затем лав Мокоудльсдалурского центра и вскоре захороненный новыми порциями базальтов. Система аналогичных нарушений, часто служивших также магмоподводящими каналами, хорошо выражена и к югозападу от Брехкуфьядлской постройки.

Зоны интенсивных линейных дислокаций, отвечающие осевым частям древних грабенов или вулканотектонических депрессий, по простиранию местами начинают выклиниваться. Об этом можно судить по Брехкуфьядлской зоне, которая с удалением от главного вулканического центра явно вырождается. Действительно, и к северо-востоку и к юго-западу плотность сопровождающего эту зону дайкового роя II сильно уменьшается. Резко сокращается также в указанных направлениях количество разломов, среди них преобладают безамплитудные или малоамплитудные нарушения, как, например, в сечении IIa' (см. рис. 51). Кроме того, в периферических районах функционировали непродолжительное время только небольшие локальные центры трещинных извержений. Они фиксируются, как в низовьях р. Аратунгуау (профиль IIa), пучками из пяти-шести даек господствующего для данного сечения простирания, которые отличаются от соседних своей повышенной мощностью, "слоистым" строением, присутствием автомагматических брекчий, обилием апофиз, быстрым утонением по восстанию.

Выше было отмечено, что разрывные нарушения протягиваются параллельно преобладающим направлениям даек соответствующих роев, являющихся непременными элементами вулканотектонических депрессий и определяющих, очевидно, границы их осевых зон. Вместе с тем генеральные простирания даек нигде не совпадают с ориентировкой самих роев и имеют всюду систематически выдержанное по отношению к ней отклонение (см. рис. 55). В таком случае осевые зоны грабенообразных депрессий должны состоять из эшелонированной системы даек (трещин растяжения), сбросов, сбросо-раздвигов и мелких грабенов. В пределах каждой зоны эти нарушения группируются в пучки разной плотности (см., например, рис. 52, 53). К срединным частям пучков, где интенсивность дислокаций особенно велика, приурочены центры базальтовых извержений. Характер их расположения в зоне II и отклонение влево относительно границ этой и других зон господствующих простираний даек указывают на то, что эшелонированные системы пучков главных структурных элементов образуют во всех зонах левые кулисные ряды.

Сопоставление с неовулканической зоной. Позднемиоценовые грабенообразные депрессии на перешейке Северо-Западного полуострова во многом аналогичны Срединно-Исландской неовулканической зоне спрединга, сложенной плейстоцен-голоценовыми породами с возрастом менее 0,7 млн лет. Как известно [Saemundsson, 1974, 1978; Трифонов, 1976; и др.], неовулканическая зона является типичным рифтом, выраженным на поверхности системой продольных грабенов

¹В качестве современного примера подобных вулканических сооружений может служить район Тейстарейкира на севере Исландии.

с эшелонированным расположением внутри их пучков линейных нарушений. Последние представлены сбросовыми уступами, узкими ложбинами и трогами (сбросо-раздвиги), открытыми раздвиговыми трещинами и рвами — гьяу, а также тесно связанными с ними дайками (даек больше в относительно древних частях зоны), участками трещинных излияний и цепочками мелких вулканов и конусов. К районам с наибольшей интенсивностью линейных дислокаций часто приурочены крупные вулканические центры, вблизи которых иногда появляются нарушения, ориентированные косо к простиранию всего пучка. Мощность базальтовых серий увеличивается в целом в сторону осевой части неовулканической зоны.

Перечень одинаковых особенностей строения Срединно-Исландской рифтовой системы и древних зон на северо-западе страны можно продолжить. Так, в неовулканической зоне на юго-западе Исландии широко развиты нарушения с элементами разной кулисности, где они приурочены к различным бортам частных грабенов и появились в результате неравномерного проседания вдоль их осей [Nakamura, 1970]. Возможно, что подобный механизм привел также к образованию отмечавшихся нами правых и левых рядов кулис среди даек одного направления в пределах позднемиоценовых роев. Дополнительные черты сходства есть и с северной ветвью рифтовой системы.

Азимут простирания большинства допозднеплейстоценовых нарушений в северной части неовулканической зоны колеблется от 0 до 350°, тогда как многие самые молодые дислокации ориентированы по азимуту 10—15° [Трифонов, 1976, рис. 2]. Напомним, что в северо-западных древних зонах не менее четко выражено по два генеральных направления даек, или магмоподводящих трещин, которые в каждой зоне отличаются примерно на 15° и, так же как и на севере неовулканической области, возникли в результате изменения с течением времени пространственной ориентировки частных структур растяжения. Кроме того, сходство разновозрастных зон усиливается присутствием в их обрамлении однотипных флексур (на Северо-Западном полуострове флексура обнажается только с одной стороны более поздней зоны) и значительной ролью на осевых участках латерального перемещения магмы вдоль трещин.

Из приведенного сравнения очевидно, что линейные вулканотектонические зоны на северо-западе Исландии, трассируемые дайковыми роями, являются реликтами ископаемых рифтов, раздвигание которых выражалось прежде всего в возникновении и приоткрывании все новых трещин, заполнявшихся магматическим материалом. При этом на поверхности появлялись зияющие полости, нормальные сбросы и сбросо-раздвиги, одновременно с вулканическими извержениями происходили проседание и наклон блоков. Подобно современным рифтовым зонам Исландии, растяжение не реализовалось разномерно, а концентрировалось в сравнительно узких полосах и, как и в настоящее время, было ориентировано не строго поперек зон, а косо, под углом не более 70-75° по отношению к их простираниям. Это привело к эшелонированию внутренних структурных элементов и возникновению вращательного момента, благодаря которому в процессе развития каждой зоны происходила постоянная перестройка и последовательно менялась ориентировка новых поколений трещин и разрывов. Не исключено, что древние рои даек формировались вдоль глубинной левосдвиговой зоны, напоминающей юго-западную ветвь современной рифтовой системы [Tryggvason, 1968]. В таком случае внедрение даек могло происходить по сопряженным системам трещин отрыва и скалывания разного направления, что при неоднократных поворотах и перестройках с течением времени этих систем нашло отражение в большом разбросе простираний сосредоточенных в роях трещинных тел.

Размеры и возраст ископаемых рифтовых зон. Каковы же были ширина и продолжительность существования позднемиоценовых рифтов? Прежде чем

ответить на этот вопрос, попытаемся определить, были ли они связаны с длительным функционированием одного центра спрединга, который находился где-то восточнее и развивался импульсивно, то быстрее, то медленнее, что фиксировалось эпохами формирования линейных вулканотектонических депрессий, инъецированных роями даек, и разделявшими их интервалами относительного тектонического покоя. Или же магмоподводящие зоны соответствовали осевым участкам разрастания земной коры, которые скачкообразно мигрировали к востоку в результате вращения по часовой стрелке всего северо-западного блока Исландии.

В пользу первого варианта как будто свидетельствует моноклинальное в целом строение региона. Со вторым вариантом лучше согласуются особенности развития Кроуксфьордского центрального вулкана. Выше было указано, что продукты его деятельности становятся моложе в восточном направлении. При этом магмогенерирующий очаг располагался на большей глубине, чем зона генерации пород основной части разреза, по которой, вероятно, происходили раздвигание или поворот вышележащей плиты. Локальный очаг контрастных по составу лав продуцировал по принципу "горячей точки": при прохождении над ним отодвигавшейся к западу плиты поверхностный вулканизм перемещался на восток. Это должно было совпадать с активизацией процесса спрединга, поскольку в случае его остановки ареал дифференцированного вулканизма никуда не сместился бы, и отвечать времени становления соседнего с востока роя даек. Но Кроуксфьордский вулкан формировался явно раньше, в промежутке между эпохами образования дайковых роев II и IV. когда, по-видимому, произошло перескакивание оси магмовыведения вследствие проскальзывания верхней части литосферы (коры) над зоной генерации базальтовых магм.

Из сказанного следует, что в течение, например, 9-й палеомагнитной эпохи ось растяжения, или раздвига, находилась на месте дайкового роя IV. На северном берегу Стейнгримс-фьорда дайки краевой части этого роя подсекают основание разреза 9-й эпохи (см. рис. 51) и частично теряются в вышележащих лавах, выполняя, очевидно, их магмоподводящие каналы. На южном берегу фьорда вулканиты, связанные с осевой зоной проницаемости, в северо-западном направлении, т.е. вкрест простирания, постепенно выклиниваются: с удалением от края роя заметно сокращаются количество и мошность нижних базальтовых потоков. Западной границей их распространения, а также ассоциирующих с ними осадочных пород здесь служила возникшая к тому времени флексура, игравшая роль борта зарождавшейся рифтовой долины, вдоль которого синхронно с началом становления роя IV внедрились дайки роя III, "питавшие" на юго-западе некоторые потоки базальтов в основании разреза 9-й эпохи. Расстояние от края флексуры до середины дайкового роя IV, или полуширина рифта, около 13,5 км; следовательно, полная ширина была примерно 27 км.

Восточный борт этой структуры ныне погребен под толщей лав, относящихся к 8-й палеомагнитной эпохе и с региональным несогласнем перекрывающих продукты Мокоудльсдалурского вулканического центра (см. рнс. 51). Осевая часть рифта 9-й эпохи обнажается примерно в 50 км к юго-западу от последнего, недалеко от более крупного центра Храппсей, где отмечается синклинальное залегание вулканических серий [Saemundsson, 1980] (см. рис. 67). Продолжительность раздвигания и активного магмовыведения можно вычислить экстраполяционным путем по многочисленным определениям К-Аг возраста базальтов, которые были проведены вдоль непрерывного палеомагнитного профиля по побережью северных фьордов перешейка Северо-Западного полуострова [McDougall et al., 1984]. Лавы в подошве 9-й эпохи датируются, по нашим подсчетам, 10,34 млн лет, а в кровле — 9,14 млн лет. В таком случае рифтовая зона развивалась около 1,2 млн лет. За этот интервал в ее пределах сформировалась имеющая линзовидное строение толща суммарной мощностью 1200 м, т.е. средняя скорость накопления разреза была 1 км/млн лет.

Более древняя ось раздвигания трассируется дайковым роем II. Для сечения II61 было показано, что дайки там комагматичны самым нижним частям разреза, обнажающимся в пределах северо-западного края роя. Если исходить из аналогии с роем IV (отрезок между Стейнгримс-фьордом и Гильс-фьордом), то время первых внедрений даек роя II можно датировать возрастом лав, распространенных еще северо-западнее и залегающих непосредственно выше туфогенно-осадочной пачки Ваттарфьядль, относящейся к 11-й палеомагнитной эпохе (средняя часть брьяунслайкурского горизонта). Эта пачка, подобно однотипным осадкам в низах разреза 9-й эпохи, образовалась, вероятнее всего, вдоль границы рифтовой зоны. К этой же границе тяготеют и дайки роя I, возникшие, видимо, на северо-западном фланге рифта в начальную стадию его развития.

Другой борт рифтовой структуры можно очертить только по выходам более молодых, чем на северо-западе, осадочных пород, которые обнажаются вдоль Торска-фьорда и в изголовье Стейнгримс-фьорда (10-я палеомагнитная эпоха, верхи брьяунслайкурского стратиграфического горизонта). На левом (западном) берегу Торска-фьорда вскрывается, кроме того, цепочка разновозрастных шлаковых конусов. Этот борт нарушен системой ступенчатых сбросов с опущенными северо-западными крыльями, из-за чего отдельные маркирующие слои по нескольку раз повторяются в разрезе. Мощность лавовых толщ здесь увеличивается с востока на запад, в сторону осевого Брехкуфьядлского вулканического центра. Так, если возле Торска-фьорда, у края рифтовой зоны, один из лахаровых потоков залегает на тефрогенных песчаниках с прослоями лигнитов, то на левобережье Дьюпи-фьорда эти лахары и содержащие лигниты песчаники разделяются уже толщей лав и шлаколав мощностью до 100 м.

В современной структуре северо-западные, или осенаправленные, падения пород нигде, однако, не наблюдаются. Это объясняется тем, что породы юговосточного борта древней рифтовой зоны приобрели новый, "наружный" наклон в результате вторичного перекоса при наложении на него более поздней флексуры. Сразу за пределами палеорифта толщи наклонены к юго-востоку под углом не менее 15°, тогда как вдоль предполагаемого его внутреннего края под углами 7—10°, причем в обрывах левого берега Торска-фьорда севернее фермы Тоурисстадир хорошо видно, как нижние покровы базальтов падают положе, чем более верхние. Если восстановить их залегание до образования флексуры, т.е. если вычесть флексурный "фон" падения, равный примерно 15°, то окажется, что все они имели первоначальный наклон к северо-западу, а более нижние лавовые потоки были наклонены круче, чем верхние. Подобные соотношения полностью согласуются с отмеченным возрастанием мощности разреза от юго-восточной границы рифтовой зоны к ее центру.

Общая ширина рифтовой зоны, существовавшей в конце 11-й и в первой половине 10-й эпохи, на южном побережье перешейка Северо-Западного полуострова достигала 20 км. Ее строение в поперечном сечении было похоже в зеркальном отражении на северную часть неовулканической зоны Исландии, где современная активная центральная область смещена к западу и представляет собой асимметричный грабен с более узким и сильнее нарушенным разрывами западным бортом. У древнего рифта осевая зона проницаемости располагалась ближе к юго-восточному его краю, который в отличие от противоположного оказался также более нарушенным и был в значительно большей степени инъецирован магматическим материалом.

Суммарная мощность толщ, накопившихся в пределах рифта, оценивается приблизительно в 1500 м. Однако продолжительность периода их накопления

неизвестна. Его начало коррелируется с абсолютным возрастом лав, простирающихся на 20 км к западо-юго-западу, в район Брьяунслайкура, где они залегают выше серии осадочных линз в средней части одноименного стратиграфического горизонта и датируются $11,78\pm0,19$ млн лет [McDougall et al., 1984]. Но мы не знаем точного времени окончания этого периода. Ясно только, что оно наступило до заложения следующего рифта в начале 9-й палеомагнитной эпохи и было древнее последнего события (10,34 млн лет) на временной промежуток, равный продолжительности формирования Кроуксфьордского вулкана. Следовательно, рифтовая зона 11-10-й эпох развивалась менее 1,44 млн лет, но, наверное, столь же длительно, как и рифт 9-й эпохи, т.е. примерно 1,1-1,2 млн лет. При таком допущении скорость накопления вулканических серий в более раннюю эпоху рифтообразования должна была быть быстрее, а скорость раздвигания — медленнее, что обусловило в конечном итоге иное, более высокое отношение между мощностью разреза и шириной рифтовой зоны.

Некоторые закономерности развития. Каждая из позднемиоценовых рифтовых зон на северо-западе Исландии формировалась несколько дольше, чем современная рифтовая система (1,2 против 0,7 млн лет), и тем не менее не достигла ее поперечных размеров: ширина неовулканической зоны на югозападе страны примерно 35 км, на северо-востоке до 70 км. По-видимому, это было связано либо с меньшей скоростью раздвигания в конце миоцена, либо с реализацией тогда растяжения в более узких полосах. Другое отличие состоит в том, что если Срединно-Исландская зона активного рифтогенеза и вулканизма развивалась более или менее унаследованно на одном месте в течение последних 6,5 млн лет [Jancin et al., 1985], то на северозападе ось растяжения и магмовыведения неоднократно смещалась скачками к востоку, начиная с рубежа примерно 10,3 млн лет или несколько раньше. Как уже указывалось, наиболее вероятная причина такого перескакивания вращение и поворот по часовой стрелке крупного блока земной коры относительно более глубоких ее частей. Об этом свидетельствуют и особенности пространственной ориентировки, а также внутреннего строения дайковых комплексов, и весрообразное изменение простираний лавовых серий, и однонаправленная миграция магматической активности как внутри рифтовых структур, так и между ними (например, Кроуксфьордский центральный вулкан). Ось вращения находилась на севере, длина первого "шага" перепрыгивания раздвиговой зоны в районе южных фьордов на перешейке Северо-Западного полуострова составляла 35-40 км.

Резкие перемещения зоны раздвигания сопровождались структурными перестройками, которые выразились в появлении региональных угловых несогласий. Одно из них прослеживается на юге водораздела Торска-фьорд—Дьюпифьорд и западнее в кровле образований Брехкуфьядлского трещинного центра (см. рис. 51) и связано с отмиранием осевой зоны самого древнего рифта. Другое несогласие отвечает началу 9-й палеомагнитной эпохи и вызвано заложением зоны магмовыведения на новом месте. Третье несогласие известно вблизи основания разреза 8-й эпохи (9,14 млн лет) непосредственно выше продуктов деятельности Мокоудльсдалурского центра и было обусловлено угасанием очередного рифта и одновременным перескакиванием оси растяжения далее к востоку. Размах нового шага был около 25 км и равнялся расстоянию от Мокоудльсдалура до аналогичного ему более молодого центра Престбахки на западном берегу Хрута-фьорда¹. Следующий скачок протяжен-

¹ Такие крупные дифференцированные по составу вулканические сооружения типа Кроуксфьордского, как обнажающийся к югу от Гильс-фьорда вулкан Сайлингсдалур (Хваммур), прямого отношения к развитию рифтовых структур не имели. Их местонахождение подчиняется иным закономерностям, нежели положение однородных базальтовых построек, приуроченных к осевым участкам палеорифтов.

ностью примерно 35 км произошел в районе Хунаблоуи-Скаги, где К. Саемундссон [Saemundsson, 1980] показал меридионально простирающуюся синклинальную ось последнего миоценового рифта и где вулканизм прекратился приблизительно 6,7 млн лет назад [Jancin et al., 1985]. Таким образом, продолжительность жизни зон магмовыведения Престбахки и района Хунаблоуи-Скаги (см. рис. 67) без учета времени их перепрыгивания (вероятно, очень быстрого) составляла в сумме 2,4—2,5 млн лет, а в отдельности была равна эпохам существования более ранних зон. Прежней, по крайней мере до рубежа 7,8 млн лет, оставалась и средняя скорость накопления разреза — 1 км/млн лет (расчет на основании данных И. Мак-Доугалла и др. [McDougall et al., 1984]).

Перескакивавшие на восток палеорифты имели не только осевые, но и фланговые зоны проницаемости. Примерами первых служат дайковый рой II и бо́льшая часть даек роя IV, примерами вторых — рои I и III. Трещинные интрузии роя I внедрились раньше на одном фланге самого древнего рифта, на другом его фланге гораздо позже появились дайки, вошедшие затем в северо-западную краевую часть роя III, но отличающиеся от остальных своим залеганием — они падают на северо-запад под прямым углом к вмещающим лавам. В целом же дайковый рой III, сформировавшийся в основном еще позже, после возникновения флексуры и изменения первоначального наклона предыдущих тел, оказался фланговым по отношению к рифту 9-й эпохи.

Рой IV тэже является составным. В нем ведущая роль принадлежит дайкам, относящимся к осевой зоне рифта 9-й эпохи. Однако вдоль восточного края роя трещинные тела рассекают толщу лав, находящуюся в низах разреза 8-й палеомагнитной эпохи и несогласно перекрывающую рифтовый разрез. Возраст наиболее молодых базальтов, с которыми ассоциируют дайки роя IV, определяется в 8,86 млн лет. В таком случае часть этого роя в период с 9,14 млн лет (возраст первых потоков 8-й эпохи) и на протяжении еще почти 300 тыс. лет формировалась на месте старой, уже "брошенной" рифтовой структуры, превратившейся во фланговую зону для нового рифта, который заложился восточнее. Поскольку длина "прыжка" в рассматриваемом сечении была относительно небольшой — около 25 км, то породы бывшей осевой зоны оказались здесь в значительной степени погребенными под наложившимися на них фланговыми образованнями соседней с востока структуры. К юго-западу от Гильс-фьорда, там, где шаг перепрыгивания увеличивается, лучше представлена и осевая часть рифта 9-й эпохи, сохранившая местами синклинальное строение.

Как видно на рис. 51, фланговые зоны проницаемости и магмовыведения в районе перешейка Северо-Западного полуострова имели ограниченное распространение в северо-восточном направлении. Они были сравнительно короткоживущими и возникали главным образом вдоль северо-западных границ рифтовых структур в начальную стадию их развития. По-видимому, это явилось результатом неравномерного раздвигания, связанного с последовательным вращением всей геодинамической системы над восходящим мантийным потоком.

Рифтовые структуры 11—10-й и 9-й эпох претерпели в общем одинаковую эволюцию. Их заложению и начальной стадии развития отвечало накопление повсеместно распространенной внизу разрезов толщи лав, близких по своему типу к платобазальтам. Это протяженные потоки мощностью обычно 4—10, иногда 15—20 м (в краевых частях мощность может сокращаться до 1,5—3 м). Потоки и серии из нескольких потоков разделяются либо горизонтами и линзами хорошо слоистых мелкообломочных вулканотерригенных отложений, часто содержащих лигниты и диатомиты, либо маломощными "red-bed"¹. Среди лав преобладают афировые разности, лишь отдельные сравнительно немногочисленные

¹ Роль осадочных пород возрастает от более раннего палеорифта к более позднему; соответственно замедляется, как уже отмечалось, скорость накопления вулканических серий.

покровы сложены плагиофировыми базальтами, которые повторяются в разрезе с разной периодичностью (через 10—70 м и более) и часто ассоцинруют с осадочными горизонтами. По-видимому, зарождение палеорифтов сопровождалось излияниями из неоднократно возникавших в различных местах, рассеянных по площади трещин в условиях еще слабо расчлененного рельефа. Фланговым (северо-западным) зонам магмовыведения, частично предварившим растяжение и раздвиг на месте осевых зон, была свойственна более спокойная тектоническая обстановка и бо́льшая степень фракционирования магматического расплава. Там заметно увеличивается доля плагиофировых лав, а среди последних — количество и размер вкрапленников плагиоклаза (как, например, в районе непосредственно восточнее Кроуксфьордского вулкана); из осадочных образований присутствуют только прослои "red-bed".

Следующая стадия рифтогенеза характеризуется появлением контрастного тектонического рельефа и оформлением центральной грабенообразной депрессии, в пределах которой возникают обильные магмоподводящие трещины и разрывы, концентрирующиеся в эшелонированные пучки, и довольно длительное время функционируют такие вулканические сооружения, как Брехкуфьядл и Мокоудльсдалур. Эти центры трещинных извержений поставляли сложно наслоенные маломощные (0,5—3 м) быстро выклинивающиеся потоки преимущественно пузырчатых лав и шлаков афировых и микроплагиофировых базальтов. Вблизи них эпизодически накапливались пачки несортированных и плохо слоистых отложений с преобладанием лахар и переработанных туфов. Миграция магматического материала происходила вдоль трещин главным образом в горизонтальном направлении.

Толщи вулканитов, приуроченных к осевым зонам трещинных извержений, имеют линзовидное строение и чередуются обычно в плане и разрезе с платобазальтовыми сериями предыдущего типа, формирование которых было связано с дополнительным растяжением и открытием эруптивных трещин в основном по периферии центральных грабенов. Таким образом, главные зоны раздвигания продуцировали недифференцированные магматические расплавы (афировые базальты), тогда как по их краям, или флангам, изливались более дифференцированные лавы, содержащие плагиофировые разности. Накопление плагиоклаза в процессе кристаллизационной дифференциации и роль порфировых пород с течением времени возрастали, судя по составу даек, от первого палеорифта ко второму.

Заключительная стадия развития палеорифтов связана с отмиранием одной рифтовой зоны и возникновением по соседству другой в результате перескакивания оси растяжения и магмовыведения на новое место. Однако в пределах старой зоны магматическая активность какое-то время еще продолжалась, смещаясь все больше к юго-восточной ее границе. Как и в начальную стадию, в этот период снова накапливается толща платобазальтов, которая несогласно перекрывает продукты деятельности предыдущих вулканических центров и состоит из потоков мощностью обычно 5—15 м, разделенных прослоями "red-bed" и сложенных афировыми лавами с подчиненным количеством плагиофировых. С появлением верхней платобазальтовой толщи юго-восточная часть каждого более древнего рифта, ширина которой зависела от размаха очередного шага перепрыгивания, становится, по существу, фланговой зоной проницаемости по отношению к зарождающейся восточнее аналогичной структуре. Там в дальнейшем реализуется следующий крупный вулканотектонический цикл с новым постепенным перемещением магмоподводящей зоны с запада на восток.

ОБСТАНОВКА И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ МИОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ИСЛАНДИИ

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС МИОЦЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ¹

Рассмотренный в предыдущих разделах материал показал, что эволюция химизма платобазальтов в мноценовое время (от селаурдалурского до хредаватненского горизонта) не привела к закономерному изменению концентраций главных породообразующих элементов во времени. Снизу вверх по разрезам наблюдается некоторое чередование толеитовых и щелочных оливиновых базальтов и в то же время не отмечается существенной дифференциации пород по кремнекислотности. По-видимому, каждый цикл вулканической активизации начинается с излияния плагиофировых базальтов с незначительной по объему долей афировых и микроплагиофировых базальтов. Затем шло преобладающее по объему излияние афировых базальтов. Завершался цикл также излиянием плагиофировых базальтов, чередующихся с афировыми и микроплагиофировыми базальтами. В химическом отношении это приводило к некоторому смещению концентраций главным образом глинозема и незначительно железа, магния и кальция. Отсюда следует, что роль кристаллизационной дифференциации в эволюции миоценовых платобазальтов ничтожна.

Химизм миоценовых платобазальтов Западной и Восточной Исландии в целом статистически различен. Платобазальты Восточной Исландии характеризуются более высокой щелочностью, большими концентрациями Fe и Ti по сравнению с платобазальтами Западной Исландии. Этот феномен может быть обусловлен различным сочетанием разноглубинных выплавок первичных расплавов. Принимая во внимание вертикальную неоднородность мантийного субстрата, можно объяснить химические различия в разноглубинных первичных расплавах.

Существует прямая статистическая корреляционная зависимость между распространенностью аппаратов центрального типа, содержащих кислые породы, и объемной долей щелочных оливин-базальтовых серий в разрезах различных частей Исландии. Так, в Западной Исландии доля щелочных оливиновых базальтов меньше по сравнению с Восточной Исландией. Соответственно количество аппаратов центрального типа, содержащих кислые породы, там составляет 39%, в то время как в Восточной Исландии — 61% общего числа вулканов, приходящихся на Западную и Восточную Исландию суммарно (табл. 23). В неовулканической зоне также существует аналогичная прямая корреляционная зависимость между количеством аппаратов центрального типа и статистически охарактеризованной щелочностью различных полей. В целом соотношения между количеством аппаратов центрального типа, содержащих кислые породы, среди вулканитов миоценового и четвертичного возраста примерно одинаковы.

Опираясь на изохимизм пород, слагающих простые дайки и миоценове платобазальты, а также на их очень слабую и одинаковую дифференцированность, можно считать, что они комагматичны. Соответственно простые дайки можно рассматривать как аналоги подводящих каналов, формирующих покровы платобазальтов. Как следует из изложенного выше материала, породы эруптивного центра Хестхалса, экструзий Кельдускодар и "Большого некка", сформированные за счет аппаратов центрального типа и комплексной дайки Стрейтисхорн, характеризуются повышенной щелочностью, кремнекислотностью и контрастным типом дифференциации. Аналогия в химизме, степени и типе дифференциации пород эруптивного центра Хестхалса, микрогранитных экструзий и комплексной дайки Стрейтисхорн свидетельствует об их комагматичности и о сходном механизме дифференциации. Следовательно, расплавы, за счет которых сформи-

^{&#}x27;Раздел написан Б.П. Золотаревым.

Таблица 23

Распространенность		количественные	coo	RHHSWOHT	аппаратов	центрального	THEA,	содержащих
кислые породы, в различных районах Исландии								

Возрастная группа	Район проявления вулканизма	Количественные соотношения аппаратов центрального типа, содержащих кислые породы					
		Число аппаратов	%				
	Западная Исландия	7	39,0	40.0	40.0		
•	Восточная Исландия	11	61,0	43,0	43,0		
	Поле толентов океанического типа	2	10,5	10,5			
	Поле кварцевых и оливиновых толентов	13	68,5		51,0		
II	Поле щелочных оливиновых базальтов	4	21,0	40,5			

Примечание. Таблица составлена по материалам, изложенным в работах С.П. Якобссона [Jakobsson, 1972], Г. Пальмасона, К. Саемундссона [Palmason, Saemundsson, 1974].

рованы все эти породы, поступали с одного глубинного уровня выплавления первичного расплава или из единой магматической камеры. Комплексную дайку Стрейтисхорн можно считать прототипом подводящих каналов к аппаратам центрального типа.

Первичные расплавы, за счет которых сформировались платобазальты и породы аппаратов центрального типа, были различны по своему химизму. Это различие обусловлено разницей в глубине первичных магматических камер (следовательно, *P*—*T*-условий) и различиями в составе мантийного субстрата. Предполагается, что способы дифференциации первичных расплавов платобазальтов и аппаратов центрального типа тоже различны.

Поскольку в миюценовых платобазальтах Исландии дифференциация связана с фракционированием плагиоклаза, то рассчитать первичный расплав, формирующий платобазальты, достаточно просто. Для этой цели необходимо из среднего состава плагиофировых долеритов удалить состав плагиоклаза. Наиболее распространенным плагиоклазом плагиофировых долеритов является битовнит (An₇₈). По данным В.И. Герасимовского и др. [Исландия..., 1978], такой плагиоклаза имеет следующий состав (в %): SiO₂ — 48,30; Al₂O₃ — 32,70; CaO — 16,70; Na₂O — 2,60. В табл. 24 приведены расчетные составы первичного расплава при удалении 10,15 и 20% битовнита. В последнем случае первичный расплав отвечает составу толеита. Этот вариант является наиболее оптимальным для оценки первичного расплава платобазальтов.

Значительно сложнее обстоит дело с определением первичных расплавов, формирующих аппараты центрального типа, поскольку взвесить объемные соотношения главных типов пород, слагающих их, чрезвычайно трудно. Мы рассчитали для эруптивного центра Хестхалса два варианта: первый — 80% базальта и 20% риолита; второй — 70% базальта и 30% риолита. В обоих случаях получены андезитобазальты щелочной оливин-базальтовой серии с повышенными содержаниями Ті, Fe и щелочных элементов. Несколько увереннее можно рассчитать средний взвешенный состав комплексной дайки Стрейтисхорн. Расчеты показали, что она на 70% сложена микрогаббро, а на 30% — микрогранитом. Соответственно был рассчитан первичный расплав в таком же соотношении. Он также по химизму отвечает

Таблица 24 Варианты химкческого состава расчетных первичных расплавов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,75	54,25	47,27	47,40	47,55	47,70	56,00	54,50	56,70
TiO₂	2,49	1,90	2,02	2,26	2,40	2,54	1,85	2,66	2,30
Al ₂ O ₃	13,40	12,16	16,52	14,84	13,62	12,35	13,60	13,20	13,29
Fe ₂ O ₃	14,95	15,70	11,57	13,25	13,93	14,60	10,60	13,22	12,30
MnO	0,23	0,34	0,18	0,20	0,22	0,23	0,15	0,26	0,26
MgO	5,12	1,90	5,98	6,69	7,07	7,54	5,05	3,76	3,30
CaO	9,05	4,25	12,79	12,35	12,12	11,90	6,50	7,80	7,00
P ₂ O ₅	0,48	0,74	0,26	0,29	0,30	0,33	0,25	0,70	0,62
Na ₂ O	2,90	3,64	2,30	2,28	2,26	2,24	4,30	3,20	3,30
K₂O	0,43	1,08	0,45	0,50	0,53	0,57	1,70	0,70	0,93
Сумма	97,80	97,97	99,41	100,00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. 1—3 — средний состав: 1 — долеритов ветвящихся даек, 2 — долерито-видезитов ветвящихся даек, 3 — плагиофировых долеритов простых даек; 4—6 — расчетный состав долерита: 4 — с удалением 10% битовнита (Ала), 5 — с удалением 15% битовнита, 6 — с удалением 20% битовнита; 7—9 — средневзвешенный состав расплава: 7 — комплексной дайки Стрейтисхорн при соотношении 70% микрогаббро и 30% микрогоденита, 8, 9 — эруптивного центра Хестхалса (8 — при соотношении 80% базальта и 20% риолита).

андезито-базальту щелочной оливин-базальтовой серии с повышенными концентрациями Ті, Fe и щелочных элементов. По-видимому, в реальном первичном расплаве доля кислой составляющей меньше. Поэтому можно предположить, что реальный первичный расплав, формирующий аппараты центрального типа, был адекватен щелочному оливиновому базальту.

Для оценки условий выплавления и эволюции расплавов на варнационную диаграмму $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ мы нанесли поля распространенности океанических абиссальных толентов, мноценовых платобазальтов Исландии, трахибазальтов о-ва Кокос и эволюционные тренды главных вулканических серий, полученные в результате экспериментов Д. Грина и А. Рингвуда [Green, Ringwood, 1967]. Из этой диаграммы видно, что существовало по крайней мере два мантийных расплава. Один из них питал толентовую серию Исландии (рис. 63, ИС₁), второй — щелочную оливинбазальтовую (ИС₂). Эти расплавы формировались и эволюционировали при разных давлениях. Первый — при 5—8 кбар, второй — при 12—15 кбар. Исходя из этого, можно примерно оценить глубину их формирования. Первичный толентовый расплав формировался за счет селективного плавления деплетированной мантии в интервале глубин 15—25 км. Первичный щелочной оливин-базальтовый расплав генерировался в менее дифференцированной мантии на глубине 35—45 км.

Дифференциация первичного толеитового расплава проходила в промежуточных магматических камерах на относительно небольших глубинах главным образом за счет флотации плагиоклаза. Эти камеры существовали дискретно во времени и в момент активизации процесса рифтообразования питали зоны растяжений в коре последовательно. Сначала — из верхних частей промежуточных камер, обогащенных протокристаллами плагиоклаза, а затем, по мере истощения, — из срединных и нижних, не содержащих плагиоклаза. Такая последовательность находит отражение в формировании циклов магматической активности.

Более глубинные первичные расплавы щелочных оливиновых базальтов существуют непрерывно, начиная с миоценового времени и поныне. Соответственно их дифференциация проходит в условиях более высоких температур, чем температуры кристаллизации плагиоклаза. Следовательно, механизм их дифференциации должен быть отличным от механизма дифференциации первичных толеитовых расплавов. Поступление этих расплавов в верхкие части коры и на днев-



Рис. 63. Вариационная диаграмма (Na₂O + K₂O) - SiO₂

1 — поля составов: *I* — абиссальных океанических толеитов, *II* — платобазальтов Исландин, *III* — трахибазальтов о-ва Кокос; 2 — тренды дифференциации базальтов различных участков срединноокеанических хребтов. Составы первичной выплавки: *ОТ* — океанических толеитов, *ШБ* — щелочных оливиновых базальтов, *ОБ* — оливиновых базальтов (промежуточный между *ОТ* и *ШБ*)

Эволюция расплавов при давлении: В — 13—18 кбар, С — 9 кбар, Н — атмосферном (по данным Д. Грина и А. Рингвуда [Green, Ringwood, 1967]), HC_1 — 5—8 кбар, HC_2 — 12—15 кбар

ную поверхность происходило лишь тогда, когда открывались глубинные каналы, достигающие зон их генерации (т.е. пульсационно). Соответственно время этих пульсаций накладывалось на время активизации рифтообразования. Таким образом, в зоны формирования платобазальтов за счет толеитовых расплавов могли вклиниваться щелочне оливин-базальтовые расплавы как в дифференцированном, так и в недифференцированном виде.

Каков же механизм дифференциации этих расплавов? Как было показано выше, вулканиты, слагающие аппараты центрального типа, характеризуются контрастным типом дифференциации с образованием базальтовых и риолитовых по химизму составляющих. Если в этом случае предположить эффективность кристаллизационной дифференциации (с флотацией плагиоклаза и отсадкой оливина), то можно было бы ожидать проявления непрерывного типа дифференциации с образованием всего ряда пород, начиная от пикритового базальта и кончая риолитом. В нашем случае мы видим слабо проявленную дифференциацию в основной по кремнекислотности части расплава и такую же слабую дифференциацию в кислой. Этот феномен легко объяснить, имея изначала два расплава --- основной и кислый. Как уже говорилось выше, и кислые дифференциаты, и основные по геохимическим характеристикам и соотношению изотопов стронция имеют глубинную мантийную природу [Исландия..., 1978; O'Nions, Grönvold, 1973; Moorbath, Walker, 1965]. Получить расплав риолитового состава непосредственно за счет плавления мантийного субстрата невозможно даже в условиях эксперимента по зонному плавлению, не говоря о селективном плавлении.

Однако эти столь различные по химизму расплавы возникают, но возникают за счет какого-то особого типа дифференциации. Многие исследователи полагают, что контрастный тип дифференциации является следствием ликвации первичных мантийных расплавов. А.Р. Филпотс, детально изучивший рифтовый магматизм восточной части Северной Америки, отмечает, что характерной особенностью этой рифтовой системы является контрастный тип дифференциации. Этот тип дифференциации особенно характерен для субинтрузивных образований центрального типа. Трещинный вулканизм характеризуется слабо проявленной кристаллизационной дифференциацией основных пород. А.Р. Филпотс доказывает, что высокожелезистые толеиты и кварцевые сиениты с ограниченными вариациями состава — парные образования. Они являются продуктами кристаллизации двух несмешивающихся расплавов, образовавшихся в процессе частичного плавления мантии в области их формирования [Филпотс, 1981].

Характер геологических взаимоотношений микрогаббро и микрогранитов в комплексной дайке Стрейтисхорн, их химизм, а также химизм парных субинтрузивных и эффузивных образований эруптивного центра Хестхалса свидетельствуют о том, что во всех этих случаях проявлены два несмешивающихся расплава, возникших за счет разделения первичного мантийного расплава в глубинных магматических камерах. Породы состава, переходного между микрогаббро и микрогранитом зон комплексной дайки Стрейтисхорн, возникли за счет взаимной диффузии подвижных компонентов двух ликватов (основного и кислого) в момент консолидации дайки.

ЭВОЛЮЦИЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ миоценовых платобазальтов исландии'

Приведенные в предыдущих разделах материалы по петрографии, петрохимии и геохимии базальтов 9-й палеомагнитной эпохи Восточной Исландии, лежащих ниже и выше маркирующего горизонта крупноплагиофировых лав Грейнаватн, в совокупности с данными по одновозрастным базальтам Северо-Западной Исландии позволяют сделать ряд общих выводов об условиях и процессах их образования, о вещественной эволюции в ходе геологического времени и формационной принадлежности.

На различных диаграммах, отражающих те или иные петрохимические параметры изученных пород (рис. 64—66), хорошо видно компактное распределение базальтов 9-й палеомагнитной эпохи, что указывает на их генетическое родство.

В своем подавляющем большинстве (более 80%) изученные базальты являются породами нормальной щелочности, т.е. производными толеитовой базальтовой магмы, и лишь \sim 5% анализов отчетливо лежит в области составов субщелочных базальтов. При наличии около 14—15% пород состава, переходного от базальтов нормальной щелочности к субщелочным, эти последние, по-видимому, можно рассматривать как дифференциаты толеитовых базальтовых расплавов.

Петрографическое и петрохимическое разнообразие мноценовых базальтов Исландии обусловлено дифференциацией однотипных исходных расплавов, о чем можно заключить на основании хорошо выраженных зависимостей концентраций и отношений ряда индикаторных породообразующих и малых элементов от общей железистости (коэффициента фракционирования) этих пород, т.е. от величины FeO'/(FeO' + MgO).

На диаграммах TiO₂ – FeO'/(FeO'+MgO) и CaO – FeO'/(FeO'+MgO) видно (см. рис. 64,*a*, *б*), что с увеличением относительного содержания Fe в базальтах увеличивается содержание Ti, а Ca уменьшается. Эти тренды типичны для эволюции химического состава базальтовых расплавов в ходе их фракционной кристаллизации.

Соответствующим образом изменяется состав и содержание породообразующих минералов, участвующих в фракционной кристаллизации: титаномагнетита и иль-

¹ Раздел написан Ю.И. Дмитриевым.



Рис. 64. Вариации FeO'/(FeO' + MgO) и содержаний СаО и TiO₂ (a) и NiO/CoO (б) Условные обозначения к рис. 64, 65

1—4 — базальты Восточной Исландин: 1 — под горизонтом Грейнавати, 2 — горизонта Грейнавати, 3 — над горизонтом Грейнавати, 4 — Северо-Западной Исландии; 5 — тренды изменения состава базальтов

менита, плагиоклаза, оливина. Железо-титанистые окисные рудные минералы накапливаются в поздних дифференциатах, что и объясняет прогрессивное возрастание TiO₂ с увеличением общей железистости породы.

Состав плагиоклаза матрицы породы, с которым в основном связан СаО, устойчиво обедняется анортитовой составляющей с возрастанием отношения FeO'/(FeO' + MgO) при практически постоянном составе вкрапленников плагиоклаза (см. рис. 65). В то же время количество вкрапленников плагиоклаза в базальтах сказывается на химизме последних, обусловливая повышенное содержание в плагиофировых разностях СаО и Al₂O₃.

Фенокристаллы плагиоклаза в миоценовых базальтах Исландии являются не протовыделениями, а продуктами кристаллизации магмы в приповерхностном очаге. В пользу такого вывода говорит афировый характер наиболее основных (магнезиальных) разновидностей базальтов изученного региона и увеличение количества вкрапленников плагиоклаза в базальтах с возрастанием степени дифференцированности этих пород.

С ростом общей железистости базальтов отчетливо уменьшается магнезиальность оливина и его содержание в породах, а следовательно, и величина NiO/CoO. Базальты с величиной FeO'/(FeO'+MgO)>0,71 оливина не содержат (см. рис. 65).



Рис. 65. Варнации состава плагноклаза матрицы и вкрапленников (*a*), оливина и моноклинного пироксена (*б*) в зависимости от FeO'/(FeO' + MgO) Условные обозначения см. на рис. 64

Состав моноклинного пироксена, который кристаллизуется позднее основной массы оливина и плагиоклаза, меняется не столь заметно, но тенденция к уменьшению в его составе содержания энстатитового компонента с увеличением железистости пород тем не менее проявлена (см. рис. 65).

Таким образом, миоценовые платобазальты Исландии образовались из единой по составу исходной магмы, которая испытывала дифференциацию в приповерхностных очагах. О тенденциях вещественной эволюции миоценового базальтового вулканизма Исландии в пределах отдельных частей разреза лавовой толщи 9-й палеомагнитной эпохи говорилось выше, в соответствующих разделах монографии.

При анализе варнаций состава базальтов в пределах всего изученного разреза базальтовых лав выявляются следующие особенности.

Породы с наибольшей щелочностью, вплоть до субщелочных базальтов, а также породы, максимально обогащенные K_2O , характерны для разреза лав 9-й палеомагнитной эпохи под горизонтом Грейнаватн, в то время как среди базальтов лавовой толщи над горизонтом Грейнаватн встречаются породы с минимальными значениями отношений (Na₂O+K₂O)/(Na₂O+K₂O+Fe₂O₃+FeO+MgO) и K₂O/(K₂O+Na₂O) и максимальными K₂O/Rb₂O (за счет минимальных содержаний Rb₂O).

Одновременно наиболее магнезиальные базальты приурочены к низам разреза эффузивной толщи 9-й палеомагнитной эпохи, а наиболее железистые — к ее верхней части.



Рис. 66. Соотношение составов мноценовых базальтов Исландии, траппов континентальных платформ северного полушария, базальтов островов и срединного хребта Атлантического океана в координатах SiO₂ — K₂O/(K₂O+Na₂O)

1—3 — базальты Восточной Исландии: 1 — под горизонтом Грейнавати, 2 — горизонта Грейнавати, 3 — над горизонтом Грейнавати; 4 — базальты Северо-Западной Исландии; 5 — средние траппы континентальных платформ северного полушария: Сибирской, Восточно-Европейской, Северо-Американской, Восточной Греиландии; 6 — толеитовые базальты островов Атлантического океана: Азорских, Буве, Гоф, Канарских, Фарерских; 7 — средний базальт Срединно-Атлантического хребта

Следовательно, в ходе формирования базальтов в эпоху 10,2—8,7 млн лет имелась тенденция уменьшения магнезиальности и щелочности базальтовых расплавов, что можно связать с увеличением степени и уменьшением глубины плавления исходного мантийного субстрата, т.е. нарастанием интенсивности вулканического процесса.

В пользу такой интерпретации свидетельствует и преимущественная приуроченность плагиофировых базальтов к части разреза под горизонтом базальтов Грейнаватн, что свидетельствует о достаточно длительных перерывах в эффузивной деятельности, когда в приповерхностных магматических очагах происходило образование вкрапленников плагиоклаза.

Сравнение миюценовых базальтов Восточной Исландии с одновозрастными породами северо-западной части этого острова показывает, что по характеру цикличности (афировые базальты — плагиофировые) изученная эффузивная толща Северо-Западной Исландии близка к разрезу лав под горизонтом Грейнаватн в Восточной Исландии. Однако по своему химизму базальты северо-запада ближе к породам, залегающим на востоке страны над горизонтом Грейнаватн.

Специального рассмотрения требует вопрос о формационной принадлежности мноценовых базальтов Исландии, ибо различные исследователи отождествляли их с магматогенными ассоциациями не только океанских морфоструктур (острова, срединно-океанические хребты, асейсмичные хребты), но и с такими типично континентальными формациями, как траппы [Магматические..., 1985].

Все эти аналогии, естественно, имеют под собой ту или иную фактическую базу. В частности, сходство миоценовых базальтов Исландии с разновозрастными трапповыми формациями древних платформ северного полушария Земли может быть продемонстрировано на диаграмме AFM (Na₂O + K₂O – FeO + Fe₂O₃ – MgO), где

поля фигуративных точек исландских базальтов и траппов совмещены, а толеитовые базальты Срединно-Атлантического хребта и островов Атлантики находятся за их пределами, отличаясь или более высокой магнезиальностью, или щелочностью.

Однако использование для сравнительного анализа таких петрохимических параметров, как содержание SiO₂ и K₂O/(K₂O + Na₂O), выявляет резкое отличие основной массы миоценовых базальтов Исландии от траппов и базальтов срединно-океанического хребта за счет существенно более низкой кремнекислотности и пониженной величины отношения $K_2O/(K_2O + Na_2O)$.

По уровню концентраций SiO₂ неогеновые базальты Исландии близки к толеитовым базальтам островов Атлантического океана, но отличаются от них меньшей относительной обогащенностью калием (см. рис. 66).

На диаграмме SiO₂ – $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ видно, что основная масса фигуративных точек миоценовых базальтов Исландии образует изолированное поле с минимальными для сравниваемых ассоциаций значениями содержаний SiO₂ и величины $K_2O/(K_2O + Na_2O)$.

Только афировые и плагиофировые палеогеновые базальты Восточной Гренландии попадают в поле составов неогеновых базальтов Исландии.

Возрастная, региональная, петрографическая и петрохимическая близость платобазальтов Исландии и Восточной Гренландии указывает на их генетическое родство и образование в сходных геодинамических условиях.

Имеющимся материалам в наибольшей степени отвечает модель образования базальтов Исландии и Восточной Гренландии (с учетом их положения 67— 60 млн лет назад) в результате плавления мантийного диапира ("горячая точка") в осевой части Срединно-Атлантического хребта. Интенсивное плавление мантийного вещества в осевой зоне хребта на меньших глубинах, чем в случае островов на флангах хребта с более мощной корой, обусловило формирование базальтовых расплавов с повышенной магнезиальностью и пониженной щелочностью.

Миоценовые базальты Исландии, таким образом, относятся к формации базальтов океанских вулканических островов с минимальными глубинами магматических мантийных источников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторы монографии поставили перед собой цель — рассмотреть особенности спрединга, происходившего в Исландии в миоцене. Были изучены строение и состав миоценовых образований на востоке и северо-западе острова. Миоценовые серии северной части (район Акюрейри) были исследованы в меньшей степени, и имеющиеся по ним данные использовались только в случае необходимости. Одновременно с завершением наших работ там проводились детальные исследования, основные результаты которых были сразу опубликованы [Jancin et al., 1985].

Миоценовые вулканогенные образования сложены двумя фациальными типами пород. К первому относятся мощные, протяженные и выдержанные потоки базальтовых лав, слагающих главную часть разреза. По-видимому, это продукты трещинных излияний. Второй тип представлен ареальными вулканитами основного и кислого состава сложных центральных построек. Трещинные платобазальты отвечают собственно зонам спрединга, в то время как второй тип излияний, связанных с крупными постройками центрального типа, скорее всего, соответствует флангам зон спрединга. Среди платобазальтов выделены две провинции. Одна из них объединяет платобазальты востока острова, вторая отвечает северо-западной его части.

На востоке Исландии в интервале, примерно отвечающем 10-й палеомагнитной эпохе — началу 8-й, в разрезе платобазальтов выделяется несколько циклов, каждый из которых начинается не выдержанными по мощности лавовыми потоками, обычно пузырчатыми, нередко с шлаковыми образованиями в кровле. Вверх по разрезу потоки становятся более выдержанными, исчезают пузырчатые лавы и шлаколавы. Между потоками появляются "красные горизонты" мощностью от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Их наличие косвенно указывает на существование достаточно длительного перерыва между излияниями лав, разделенных такими горизонтами.

Таким образом, общие закономерности строения разреза свидетельствуют о цикличности излияний, причем в начале цикла излияния более частые (меньше "красных горизонтов") и более газонасыщенные, чем в конце. Такая цикличность, вероятнее всего, связана с последовательным удалением от оси магмовыведения (спрединга) в каждом цикле.

Верхние два цикла, отвечающие большей части 9-й и низам 8-й палеомагнитной эпохи, были изучены наиболее детально. Они характеризуются отчетливой эволюцией петрографического и петрохимического состава лав. Низы каждого цикла представлены афировыми базальтами, средние части цикла в основном сложены пироксен-плагиофировыми базальтами, а в верхах преобладают оливиновые афировые и оливиновые плагиофировые базальты. Таким образом, петрографически устанавливается антидромный ряд для каждого цикла.

Антидромный ряд хорошо фиксируется также по изменению состава ряда петрогенных элементов [Перфильев и др., 1987]. Снизу вверх в каждом цикле уменьшается железо-магниевое отношение, относительное количество кремнезема, содержание железа в пироксенах и TiO₂ в титаномагнетитах. Одновременно заметно увеличивается основность плагиоклаза. Разумеется, между циклами есть свои отличия, связанные с некоторыми общими различиями выделенных циклов. В целом можно констатировать, что строение восточных разрезов базальтовых лав указывает на импульсный характер излияний, причем эти импульсы свидетельствуют об антидромной эволюции очага для каждого импульса.

Разрезы платобазальтов 9-й палеомагнитной эпохи на северо-западе Исландии также имеют цикличное строение. Каждый цикл начинается плагиофировыми, часто пузырчатыми лавами, переслаивающимися с базальтовой пирокластикой. Середина цикла представлена маломощными потоками афировых миндалекаменных базальтов, а в верхах преобладают мощные потоки афировых лав.

Следовательно, строение одновозрастных разрезов на востоке и северо-западе Исландии различно. Эти различия подчеркиваются отсутствием оливиновых и пироксен-плагиоклазовых базальтов на северо-западе и их широким развитием на востоке. Не менее существенна и разница мощностей лав 9-й эпохи: около 2500 м на востоке и 1200 м на северо-западе. Соответственно усредненная скорость накопления разрезов была 1,9 и 1 км в течение 1 млн лет. С такой же скоростью, как и на северо-западе страны, — 1 км/млн лет — накапливались, по самым грубым оценкам, лавы в северной ее части.

Различия между северо-западными и восточными базальтами заметны и в более широком диапазоне, включающем 9-ю и 10-ю (а на северо-западе частично и 11-ю) палеомагнитные эпохи. Для восточных базальтов довольно уверенно устанавливается направленный тренд в изменении щелочности снизу вверх по разрезу. Базальты 10-й и низов 9-й палеомагнитной эпохи в основном принадлежит к субщелочной (оливин-щелочно-базальтовой) формации, а вышележащие (9-я палеомагнитная эпоха — низы 8-й) базальты в основном отвечают нормальным толеитам. Базальты северо-запада в основном принадлежат к толеитам. По составу те и другие не могут быть связаны с единым магматическим источником.

Туфогенно-осадочные породы в той или иной степени всегда присутствуют среди лав. Осадочная компонента образована за счет переотложения кислой и базальтовой тефры. Кислые тефры тяготеют к центральным вулканам и являются постоянным компонентом озерно-болотных отложений. По содержанию, составу и строению кислых эксплозивных продуктов одновозрастные вулканогенные серии северо-запада и востока не имеют заметных различий.

Однако осадочные и туфогенно-осадочные отложения с базальтовой тефрой в восточных и северо-западных районах Исландии существенно различаются. На востоке они представлены почти исключительно обожженными сидеромелановыми гиалокластитами, слагающими маломощные линзы и горизонты между потоками. Их суммарная мощность не превышает 6-8% разреза. Образование лав и тефры происходило на ровной сухой, достаточно приподнятой поверхности типа вулканического плато.

На северо-западе платобазальты сочетаются с грубозернистыми вулканотерригенными (лахаровыми, аллювиальными) образованиями, а также с озерноболотными угленосными отложениями. Особенно широко туфогенно-осадочные породы развиты в разрезе 9-й палеомагнитной эпохи, где они составляют до 30% общей мощности. Мощность туфогенно-осадочных пород сильно колеблется, иногда они выполняют узкие грабенообразне депрессии, резко уменьшаясь в мощности на краях таких депрессий. Большое значение, видимо, имели гидроэксплозивные извержения. На существование депрессий, заполненных водой, указывает также появление подушечных лав, совершенно отсутствующих в восточных разрезах. По-видимому, накопление лав и туфогенно-осадочных образований происходило на неровной поверхности с близкостоящим уровнем грунтовых вод. Такие условия, скорее всего, возникали в относительном прогибе с обилием речек и озер, поверхность которого была мало приподнята по отношению к уровню моря.

Дайковые комплексы востока и северо-запада Исландии обнаруживают



Рис. 67. Схема структурных элементов Исландии. Составлена с использованием данных К. Саемундссона [Saemundsson, 1980] и М. Янсина с соавторами [Jancin et al., 1985]

1 — неовулканическая зона (верхний плейстоцен — голоцен, <0,7 млн лет); 2 — плноцен(верхний мноцен)-плейстоценовый комплекс; 3, 4 — мноценовые комплексы: 3 — породы с возрастом 6,5—10 млн лет (показано положение изохроны 7 млн лет), 4 — >10 млн лет; 5 — оси современного спрединга; 6 — осевые линии "брошенных" рифтовых зон; 7 — флексуры, заложившиеся 7—6,5 (а) и примерно 10,5 (б) млн лет назад; 8 — основные дайковые рои 8—10-й палеомагнитных эпох на сверо-западе и востоке Исландии (а), направления вращения вмещающих их блоков (б); 9 — выход гранофиров. Цифрами и бухвами обозначены: 1 — "синклиналь" (ось палеорифта) Хунаблоун-Скаги; 2 — Боргарнесская "антиклиналь"; Р — п-ов Рейкьянес; С — п-ов Снайфедльсиес; Х — Хрута-фьорд

определенные черты сходства. В обоих случаях выделяются протяженные линейные рои, отвечающие по составу вмещающим платобазальтам, и сложные комплексы, приуроченные к вулканическим центрам.

В линейных роях дайки имеют устойчивые простирания. По простиранию плотность даек в рое варьирует вплоть до полного выклинивания роя. В большинстве случаев дайки перпендикулярны или почти перпендикулярны лавовым потокам. В обоих регионах внутри роев существуют дайки, в большей или меньшей степени отклоняющиеся от перпендикулярности лавовым потокам.

Дайки линейных роев близки по возрасту к вмещающим платобазальтам. По направлению к неовулканической зоне — на восток для северо-запада и назапад для востока Исландии — происходит относительное омоложение дайковых роев. На северо-западе и на востоке острова простирание даек закономерно отличается от простирания роя в целом (дайки всегда ближе к меридиану по простиранию). Наблюдается закономерное изменение простираний дайковых роев от древних к молодым. Наиболее древние рои имеют северо-восточное юго-западное простирание, но, чем моложе рой, тем больше он приближается к долготному простиранию (рис. 67).

Суммируя приведенные выше черты сходства, важно отметить следующее. Дайки и дайковые рои формировались в условиях импульсивного раздвигания (спрединга), что и обеспечило дискретность расположения роев на площади. В соответствии с омоложением платобазальтов к оси (или осям) спрединга происходит омоложение дайковых роев, что фиксирует последовательное отодвигание блоков от зоны спрединга. Формирование дайковых роев начинается до того, как лавовые потоки были наклонены в сторону оси спрединга (дайки перпендикулярны потокам и наклонены вместе с ними), и продолжалось во время наклона потоков (существование даек, не перпендикулярных потокам).

Наряду со сходством в строении дайковых комплексов северо-запада и востока Исландии имеются и существенные различия. В дайковых роях на востоке конкретные дайки всегда разделены междайковыми пространствами, сложенными платобазальтами. На северо-западе отмечаются совмещения даек, когда междайковое пространство почти исчезает и даже встречены отдельные участки, имеющие строение "дайка в дайке" ("sheeted dykes"). Правда, такие участки не превышают поперечника нескольких даек, внедренных друг в друга.

На востоке не наблюдалось переходов даек в потоки платобазальтов. Не меняется и плотность даек снизу вверх, что противоречит представлению о дайках как о подводящих каналах платобазальтов. На это же указывает независимое от дайковых роев постепенное увеличение мощностей потоков вмещающих платобазальтов в западном направлении [Walker, 1974,a,b; Iceland..., 1982]. На северо-западе также не удалось обнаружить непосредственные переходы от даек к платобазальтам (возможно, в силу условий наблюдений), но отмечены четкое уменьшение количества даек от уровня моря вверх по склону и другие признаки, которые говорят о тесной связи даек с потоками платобазальтов.

Представляется, что отмеченные различия в строении дайковых роев связаны с их разным положением относительно осей спрединга. На востоке дайковые рои отвечают, по-видимому, флангам зоны спрединга, а на северо-западе дайковые рои, вероятно, фиксируют близкую к оси или даже осевую зону спрединга. С этим же обстоятельством может быть связано и другое отличие даек двух регионов. На востоке дайки каждого роя имеют одно главное простирание, которое сохраняется и для даек прилегающих межроевых пространств. Даже когда имеются дайки двух направлений, они сливаются без взаимопересечений. На северо-западе в каждом рое существуют как минимум дайки двух направлений. Более ранние отклоняются от простирания роя на 20—30°; пересекающие их относительно более поздние дайки отвечают простиранию ранних даек смежного, более молодого (юго-восточного) роя. Видимо, ранняя генерация фиксирует осевую зону спрединга, а поздняя — является фланговой по отношению к более молодой смежной зоне спрединга.

На востоке Исландии дайки фиксируют открывающиеся трещины, по которым почти нигде не наблюдается вертикальных смещений. В этом отношении они отличны от даек современных неовулканических зон и от даек северо-запада Исландии, для которых очень характерны относительные вертикальные перемещения крыльев, приуроченность к грабенам (гьяу) и т.д.

В общем виде можно говорить, что большинство даек перпендикулярно потокам платобазальтов. Однако на северо-западе, в зоне смыкающего крыла флексуры, как отмечалось выше, дайки приобретают крутое юго-восточное падение, т.е. наклонены согласно с наклоном потоков смыкающего крыла и далеки от перпендикулярности потокам. Этот факт, вероятно, объясняется тем, что дайки внедрялись почти одновременно или чуть позже формирования флексуры, что подчеркивает миоценовый возраст этой структуры и принадлежность ее к древней (позднемиоценовой) зоне спрединга. Осевая часть спрединга маркируется самым восточным из дайковых роев, показанных на рис. 67. Это один из наиболее древних "брошенных" рифтов, существовавших на северо-западе страны. Формирование флексуры связано с северо-западным флангом этого рифта.

В Восточной Исландии также известна четкая флексура, расположенная чуть западнее изученного участка (см. рис. 67). Эта флексура параллельна восточной неовулканической зоне и ограничивает с востока связанную с ней широкую рифтовую структуру. Флексура проходит в миоценовых базальтах, вмещающих рон даек, аналогичные описанным выше. На крутом смыкающем крыле флексуры дайки остаются перпендикулярными наклоненным на запад потокам платобазальтов и имеют крутое падение на восток. Такие соотношения даек и базальтовых потоков подтверждают высказанные ранее представления о наложенном, новообразованном характере флексуры по отношению к миоценовым структурам.

Таким образом, несмотря на принципиальное сходство миоценовых дайковых комплексов северо-запада и востока Исландии, намечается ряд важных отличий тех и других, не позволяющих считать эти комплексы производными одной и той же зоны спрединга.

Формирование дайковых росв и на востоке и на северо-западе происходило в результате растяжения по сдвиговой компоненте. На это указывает закономерное отклонение простираний даек от простираний образуемых ими роев. Слвиговая компонента связана с закономерным разворотом по часовой стрелке раздвигающихся блоков в процессе спрединга. Центр вращения на северо-западе находится севернее острова, под водой. На востоке такой центр вращения расположен вблизи мыса Эйстюриходн (см. рис. 67). Этот центр совпадает с выходом на поверхность интрузий габбро-гранофирового состава, представляющих редкое для мноценовых пород Исландии явление. Подобное взаиморасположение может объясняться тем, что северо-западный и восточный блоки, разворачивавшиеся в противоположные стороны, разделялись трансформным разломом. Линия трансформы была близка к предполагающейся для более позднего времени трансформной зоны п-ова Снайфедльснес [Sigurdsson, 1970a] и проходила чуть севернее параллели 65°. Разворот блоков обусловил появление кулисных систем трещин типа сдвиго-раздвигов, которые и зафиксированы дайками, косо ориентированными по отношению к простиранию роев. Именно такой генезис для современных эшелонированных трещин в неовулканической зоне Исландии предполагал В.Г. Трифонов [1977].

Структура неогеновых платобазальтов чрезвычайно проста лишь на востоке Исландии. Там это пологая моноклиналь, погружающаяся в западном направлении. Моноклиналь несколько осложнена вулканотектоническими структурами, связанными с центральными вулканами. Западнее изученной территории, ближе к неовулканической зоне, третичные породы осложнены протяженной наложенной флексурой, возникшей позже в результате оформления молодой рифтовой зоны, развивающейся до сих пор [Saemundsson, 1980].

Территория Северо-Западной Исландии построена значительно сложнее. Выдержанное моноклинальное залегание пород, аналогичное отмеченному в восточных районах страны, но с погружением толщ на юго-восток, характерно только для Северо-Западного полуострова. За перешейком этого полуострова, ближе к центральным районам, известно несколько синклинальных зон со встречным пологим падением крыльев. Наиболее древняя такая зона фрагментарно сохранилась к северу от п-ова Снайфедльснес (см. рис. 67). Она представляет собой югозападную часть "брошенного" рифта, развитие которого завершилось около 9 млн лет назад. На перешейке Северо-Западного полуострова фиксируется большое количество сбросов, мелких одно- и двусторонних грабенов, узких грабеновидных депрессий, конседиментационность которых не вызывает сомнения. Здесь же описана флексура (см. выше), образовавшаяся чуть раньше рубежа 10 млн лет и составлявшая северо-западный, наиболее выраженный борт древнего рифта, очень близкого по своему тектоническому строению к современным рифтовым долинам Исландии.

Более восточная "синклиналь" частично очерчивается изохроной 7 млн лет. Она отвечает осевой зоне другого, более молодого рифта, впервые выделенного на севере, в районе Хунаблоуи—Скаги, К. Саемундссоном [Saemundsson, 1980]. Рифт прекратил свое существование примерно 6,7 млн лет назад. Южным продолжением этой зоны, смещенным, по-видимому, вдоль субширотной трансформы п-ова Снайфедльснес, является "синклиналь", которая находится недалеко от Боргарнесской "антиклинали" (см. рис. 67), возникшей в результате накладывания на юго-восточное крыло "синклинали" флексуры, связанной с заложением западной ветви неовулканической зоны. Последняя является непосредственным продолжением срединно-океанического хребта Рейкьянес.

* * *

Приведем некоторые выводы и предположения. Для 9-й и смежных палеомагнитных эпох выделяются две провинции платобазальтов — северо-западная и восточная. Эти провинции различаются по мощности, скорости накопления и вещественному составу базальтов и, несомненно, связаны с разными магматическими источниками.

Вывод магмы на поверхность был обусловлен раздвиганием океанической коры и в той или иной мере се новообразованием, иными словами, связан со спредингом океанической коры. В миоцене до рубежа приблизительно 6,5 млн лет существовали две самостоятельные зоны спрединга. На северо-западе Исландии около 11.8 млн лет назад зона спрединга начала приобретать локализованный рифтовый характер, что подтверждается особенностями палеорельефа, структуры, строением дайковых комплексов (возможный их переход вниз в дайковый "слой") и толентовым составом магм, продуцировавшихся в осевой полосе. Средняя скорость накопления лавового разреза на протяжении по крайней мере 4 млн лет не превышала 1 км/млн лет, хотя до этого (12-15 млн лет назад) она была, по нашим подсчетам, почти в 2 раза больше — в среднем 1,8 км/млн лет. Признаки рифтового строения с течением времени усиливались. К началу 9-й палеомагнитной эпохи (~10,3 млн лет) сформировалась флексура, после чего постепенно образовалась довольно широкая рифтовая депрессия, напоминавшая современные. Ес поверхность, сильно расчлененная и неровная, была приподнята над уровнем моря относительно мало (высокое стояние подземных вод).

Другая важная особенность северо-западной провинции — миграция, перескакивание оси магмовыведения. Свидетельством скачкообразного перемещения оси спрединга, происходившего в восточном направлении, служат "брошенные" рифты, среди которых самый древний и наименее развитый трассируется крайне западным роем даек, вынесенным на рис. 67. Продолжительность существования осевых зон спрединга на одном месте оценивается в 1,2—1,5 млн лет для двух более ранних и примерно в 2 млн лет для третьей зоны. Амплитуда первого "прыжка" на широте южных фьордов перешейка Северо-Западного полуострова составляла около 35 км, следующего — уже 50—55 км.

Иное строение, несомненно, имела зона спрединга восточной провинции платобазальтов. Излияния происходили на поднятой выровненной поверхности вулканического плато, лавы растекались из зон магмовыведения на большие расстояния, существовали многочисленные фланговые зоны раздвиганий и магматических внедрений, маркируемые дайковыми роями. Характерно, что субщелочные базальты только в конце 9-й палеомагнитной эпохи сменились толеитами. Скорость накопления разреза была сравнительно высокой — 1,9 км/млн лет, практически равной аналогичному показателю на северо-западе страны до начала там рифтообразования.

Очевидно, на крайнем востоке в интервале >12 млн лет (датировка наиболее древних выходов платобазальтов) — 7 — 6 млн лет не существовало морфологически выраженной рифтовой депрессии, отвечающей зоне спрединга. Не исключено, что раздвигание и магмовыведение не концентрировались здесь в узкой полосе, а происходили по многим зонам на достаточно большом пространстве (рассеянный спрединг). Одна из наиболее долгоживующих зон магмовыведения, похожая отдельными чертами на рифтовую, располагалась предположительно на месте современной оси Восточно-Исландского рифта в северной его части [Jancin et al., 1985]. По данным указанных авторов, эта зона в сочетании с северо-западным правым сдвигом (трансформным) к северу от нее существовала с рубежа приблизительно 9 млн лет на протяжении более 2 млн лет. Мы уже отмечали выше, что средняя скорость накопления лав в этом районе (севернее г. Акюрейри) была около 1 км/млн лет, т.е. вполне "рифтовая" для той эпохи. Однако говорить о прямом продолжении рифтогенеза от миоцена к современности нельзя: дискордантный по отношению к миоценовой структуре характер восточной неовулканической зоны отмечается многими авторами [Iceland..., 1982; и др.].

Субщелочной состав платобазальтов связан, вероятно, с большей мощностью раздвигавшейся океанической коры по сравнению с северо-западной провинцией (соответственно большая глубина выплавки), а переход к толеитам мог фиксировать постепенное утонение этой коры в процессе спрединга. В этом случае можно предполагать развитие направленного ряда эволюции спрединга от рассеянного на толстой коре к более концентрированному его выражению, утонению коры и появлению рифтовой депрессии. Иными словами, общая эволюция заключается в приближении механизма спрединга к нормальному океаническому типу, который начал формироваться лишь около 6,5 млн лет назад. При этом на северо-западе в миоцене существовала более зрелая стадия распада и уничтожения Исландско-Фарерского порога, чем на востоке. Там уже более 11,5 млн лет назад заложилась первая рифтоподобная структура. В дальнейшем ось спрединга скачкообразно смещалась к востоку. В конце миоцена последний "прыжок" ("jump") совместил две зоны спрединга в одну сложную зону, состоящую из двух вствей и соединяющей их трансформы. Но и после этого тенденция к неравномерному развитию сохранилась вплоть до настоящего времени. Так, современная рифтовая долина расположена ближе к западному краю неовулканической зоны, причем западный борт самой долины выражен гораздо рельефнее восточного.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Запорожец Н.И. Новые данные по стратиграфии третичных платобазальтов Восточной Исландии // Докл. АН СССР. 1974. Т. 128. N 2. С. 411—414.
- Баскина В.А. Магматизм Исландии // Сов. геология. 1971. N 1. С. 1—13.
- Баскина В.А. К тектонической позиции Исландии // Геотектоника. 1972. N 2. С. 17—32.
- Гептнер А.Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 94—122.
- Гептнер А.Р., Селезнева М.А. Распределение петрогенных элементов в свежих и измененных базальтовых стеклах Исландии // Литология и полез. ископаемые. 1979. N 6. С. 60-70.
- Гептнер А.Р., Селезнева М.А., Смелов С.Б., Лискун И.Г. Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла // Там же. 1984. N 1. С. 44-61.
- Дмитриев Ю.И. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 10. C. 58—67.
- Дмитриев Ю.И. Трапповый вулканизм и генезис месторождений исландского шпата // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 300—308.
- Зверев С.М., Павленкова Н.И., Ярошевская Г.А. Обсуждение результатов сейсмических исследований земной коры Исландии // Строение земной коры Исландии по сейсмическим данным. М.: Наука, 1985. С. 192—206.
- Золотарев Б.П., Кашинцев Г.Л., Сердобова Л.И. Геологическое строение о-ва Кокос (Тихий океан) и петрология слагающих его пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 6. С. 39-50.
- Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981. N 2. C. 2-22.
- Исландия и срединно-океанический хребет: Геоморфология. Тектоника. М.: Наука, 1979. 213 с.
- Исландия и срединно-оксанический хребет: Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Наука, 1981. 160 с.

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Ин-

терпретация изверженных горных пород. М.: Наука, 1982. 248 с.

- Ломизе М.Г. Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии // Геотектоника. 1976. N 2. С. 57—72.
- Ломизе М.Г. Линейные системы даек в Исландии и их тектоническая интерпретация // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 187—194.
- Магматические горные породы: Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
- Однотипные магматические горные породы в истории Земли. М.: Наука, 1989. 250 с.
- Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р. и др. Третичные базальты Исландии и проблемы спрединга // Твердая кора оксанов. М.: Наука, 1987. С. 102—113. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 414).
- Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии / М.А. Ахметьев, Г.М. Братцева, Р.Е. Гитерман и др. М.: Наука, 1978. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 316).
- Трифонов В.Г. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения) // Геотектоника. 1976. N 2. C. 73—86.
- Трифонов В.Г. Поперечные зоны разрывов Исландии // Там же. 1977. N 2. C. 24—38.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 361).
- Филпотс А.Р. Рифтовый магматизм в восточной части Северной Америки: Континент, рифты. М.: Мир, 1981. С. 100—118.
- Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 328 с.
- Albertsson K.Y., Hooker P.Y., Miller Y.A. A brief K-Ar age study of the IRDP borehole Reydarfjoudur, Eastern Iceland // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 8. P. 6566---6568.
- Aronson J., Saemundsson K. Relatively old basalts from structuraly high areas in Central Iceland // Earth and Planet. Sci Lett. 1975. Vol. 28, N 1. P. 83-97.
- Askelsson J. Die Braunkohlengrube in Both // Natturufraedingurinn. 1942. Bd. 12. S. 92-94.
- Askelsson J. Bilder aus der Geologie Islands. II. Einige Pflanzen aus den Surtarbrand-Schichten bei Brjanslackur (Isl.) // Ibid. 1954. Bd. 24. S. 24-31.

- Askelsson J. Bilder aus der Geologie Islands. IV. Einige Pflanzen aus den Surtarbrand-Schichten (Isl.) // Ibid. 1956. Bd. 26. S. 44-48.
- Askelsson J. Bilder aus der Geologie Islands. VI. Einige Pflanzen aus den Surtarbrand-Schichten (Isl.) // Ibid. 1957. Bd. 27. S. 12-18.
- Björnsson A., Saemindsson K., Einarsson P. et al. Current rifting episode in North Iceland // Nature. 1977. Vol. 266. P. 318-323.
- Carmichael J.S.E. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Aceland // J. Petrol. 1964. Vol. 5. P. 435-460.
- Einarsson Tr. Der Paleomagnetismus der Islandischen Basalte und seine stratigraphische Bedeutung // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh. 1957. Bd. 4. S. 159-175.
- Eysteinsson H., Hermance Y.F. Magnetotelluric measurments across the Eastern neovolcanic zone in South Iceland // J. Geophys. Res. B. 1985. Vol. 90, N 12. P. 10093-10104.
- Francheteau J., Ballard D. The East Pacific Rise near 21°, 13°N and 20°S: inferences for along strike variability of axial processes in the Mid-Ocean Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64, N 1. P. 93-116.
- Fridleifsson I.B., Gibson I.L., Hall J.M. et al. The Iceland Research Drilling Project // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 8. P. 6359— 6361.
- Friedrich W. Zur Geologie von Brjanslaekur (Nordwest Island) unter besonderer Berücksichtigung der fossilen Flora. Köln, 1966. 108 S. (S.-veröff. Geol. Inst. Univ. Köln; N 10).
- Friedrich W.L., Simonarson L.A. Bemerkungen zur Neogene-Flora von Island // Cour. Forsch. Inst. Senkenberg. 1974. Bd. 10. S. 5-6.
- Friedrich W.L., Simonarson L.A. Acer asklessoni n.sp. grosse neogen Teilfrüchte aus Island // Palaeontographica B. 1976. Bd. 155. S. 140-148.
- Friedrich W.L., Simonarson L.A. Acer-funde aus dem Neogen von Island und ihre stratigraphische Stellung // Ibid. 1982. Bd. 182. S. 151-166.
- Friedrich W.L., Simonarson L.A., Heie O. Steingervingar i millilögum i Mokollsdal (Tertiare fossils from Mokollsdalur, NW Island) // Natturufraedingurinn. 1972. Bd. 42. S. 4-17.
- Gibson J.L. The crustal structure of Eastern Iceland // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1966. Vol. 12. P. 99-102.
- Gibson J.L., Kinsman D.J.J., Walker G.P.L. Geology of the Faskrudsfjordur area, Eastern Iceland // Greinar. 1966. Vol. 4, N 2. P. 1-52.
- Gibson J.L., Piper J.D.A. Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift // Trans. Phil. Roy. Soc. London. A. 1972. Vol. 271, N 1213. P. 141-150.
- Green D.H., Ringwood A.E. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure // Earth and Planet. Sci. Lett. 1967. Vol. 3. P. 151-160.
- Gudmundsson A. Form and dimensions of dykes Eastern Iceland // Tectonophysics. 1983. Vol. 95, N 3/4. P. 295-307.

- Gunn B.M., Watkins N.D. The petrochemical effect of the simultaneous cooling of adjoining basaltic and ryolitic magmas // Geochim. et cosmochim. acta. 1963. Vol. 33, N 3. P. 263-271.
- Hald N., Noe-Nygaard A., Pedersen A.K. The Kröksfjordur central volcano in North-West Iceland // Acta natur. isl. 1971. Vol. 11, N 10. 29 p.
- Heigason J. Magnetostratigraphy of the exposed lava section east of the IRDP Drill Hole in Reydarfjordur // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 8. P. 6396-6404.
- Helgason J., Zentilli M. Stratigraphy and correlation of the region surrounding the IRDP Drill Hole. 1978. Reydarfjordur Eastern Iceland // Ibid. 1982. Vol. 87, N 8. P. 6405-6417.
- Helgason J., Zentilli M. Field characterisrics of laterally emplaced dykes: anatomy of en exhumed Miocene dykes swarm in Reydarfjordur, Eastern Iceland // Tectonophysics. 1985. Vol. 115, N 3/4. P. 247-274.
- Iceland Research Drilling Project // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 8, P. 6359-6667.
- Jakobsson S.P. Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland // Lithos. 1972. Vol. 5. P. 365-386.
- Jancin M., Young K.D., Voight B. et al. Stratigraphy and K-Ar ages across the west flank of the Northest Iceland Axial Rift Zone, in relation to the 7 MA, volcano-tectonic organization of Iceland // J. Geophys. Res. B. 1985. Vol. 90, N 12. P. 9961-9985.
- Johannesson K. Jardlagaskipan og throun rekbelta 2 Vesturlandi (with summary in English: Evolution of rift Zones in Western Iceland) // Natturufraedingurimm. 1980. Bd. 50. S. 13-31.
- Kristjansson L., Pätzold R., Preston J. The paleomagnetism and geology of the Patrekafjordur-Arnarfjordur region of North-East Iceland // Tectonophysics. 1975. Vol. 25, N 3/4. P. 201-216.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs // Geol. Surv. Canada. 1966. N 2. P. 135-147.
- Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiien lavas // Contrib. Hawaii Inst. Geophys. Year. 1968. P. 477-522.
- Macdonald K.C. Near-bottom magnetic anomalies, assymetric spreading, oblique spreading and the tectonics the Mid-Atlantic Ridge near Lat. 37°N // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 4. P. 541-555.
- Mc Dougall I., Kristjansson L., Saemundsson K. Magnetostratigraphy and geochronology of North-West Iceland // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 8. P. 7029-7060.
- Mc Dougall I., Saemundsson K., Johannesson H. et al. Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6,5 m.y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3500 m lava succetion in Western Iceland // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 1. P. 1-15.
- Mc Dougall I., Watkins N.D., Kristjansson L. Geochronology and paleomagnetism of a miocenepliocene lava sequence at Bessastadaa, Eastern

Iceland // Amer. J. Sci. 1976. Vol. 276, N 9. P. 1078-1095.

- Mc Dougall I., Watkins N.D., Walker G.P.L. et al. Potassium-argon and paleomagnetic analysis of Iceland lava flows limits on the age of anomaly 5// J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 8. P. 1505-1512.
- Meyer P.S., Sigurdsson H., Schilling J. Petrological and geochemical variations along Iceland's Neovolcanic Zones // Ibid. 1985. Vol. 90, N 12. P. 10069-10072.
- Moorbath S., Walker G.D.L. Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland // Nature. 1965. Vol. 207, N 4999. P. 88-91.
- Nakamura K. En echelon features of Iceland ground fissures // Acta natur. isl., 1970. Vol. 11, N 8. P. 1-18.
- Nielsen T.N. Lower Tertiary laterite the Iceland. Faeroe ridge and the Thulean land bridge // Nature. 1978. Vol. 274. P. 786-788.
- O'Nions R.K., Grönvold K. Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland. Sr.-isotopes and rare earth elements in late and postglacial volcanes // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19, N 4. P. 397-409.
- Palmason G. Seismic refraction investigation of the basalt lavas in Eastern Iceland // Jokull. Reykjavik. 1963. Vol. 13. P. 40-60.
- Palmason G. Crustal structure of Iceland from explosion seismology, Rit. 40. Rejkjavik, 1971. Soc. Sci. Island. 187 p.
- Palmason G. Kinematiks and heat flow in a volcanic rift zone, with applicatin to Iceland // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1973. Vol. 33. P. 451-481.
- Palmason G., Arnorsson S., Fridleifsson I.B. et al. The Iceland crust: evidence from drillhole structure and processes // Deep drilling results in the Atlantic Ocean. Ocean crust. Maurice Ewing Ser. 1979. Vol. 2. P. 43-65.
- Palmason G., Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 2. P. 25-50.
- Pflug H.D. Sporenbilder aus Island und ihre stratigraphische Deutung Beiträge zur Klinagesghichte Islands VIII // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1959. Bd. 107, N 2, S. 141-172.
- Piper J.D., Fowler M.G., Gibson J.L. Dyke magnetization, magnetostratigraphy and upper crustal structure in the Reydarfjordur area of Eastern Iceland // Tectonophysics. 1977. Vol. 40, N 3/4. P. 227-244.
- Roaldset E. Tertiary (Miocene-Pliocene) interbasalt sediments, NW and W-Iceland // Jökull. 1983. N 33. P. 39-56.
- Roberts D.G. Structural development of the British Isles, the continental margin and the Rockall plateau // The geology of continental margine. N.Y.: Springer, 1974. P. 13-25.
- Roberts D.G. Tectonic and stratigraphic evolution of the Rockall plateau and trough // Petroleum and the continental shelf in North-West Europe. Geology. N.Y., 1975. P. 25-40.
- Saemundsson K. Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjörnes fracture zone // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 4. P. 495-504.

- Saemundsson K. Fissure swarm's central volcances of the neovolcanic zones of Iceland // Geol. J. 1978. N 10. P. 415-432.
- Saemundsson K. Outline of the geology of Iceland // Jökull. 1980. Vol. 29. P. 7--28.
- Saemundsson K., Kristjansson L., Mc Dougall I., Watkins N.O. K.-Ar. dating, geological and paleomagnetic study of a 5 km lava succession in Northern Iceland // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. N 7. P. 3620-3646.
- Scrutton R.A. The age relationship of igneous activity and continental break-up // Geol. Mag. 1973. Vol. 110, N 3. P. 227-234.
- Sigurdsson H. Dykes, fractures and folds in the basalt plateau of Western Iceland // Iceland and Mid-Ocean ridges. Reykjavik: Soc. Sci. Isl. 1967. P. 162-169.
- Sigurdsson H. The Icelandic basalt plateau and the question of sial // Iceland and Mid-Ocean ridges. Soc. Sci. Isl. Rit. 1968. Vol. 38, N 62. P. 32-46.
- Sigurdsson H. Structural origin and plate tectonics of the Snaefelldnes volcanic zone, Western Iceland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970a. Vol. 10, N 1. P. 129-135.
- Sigurdsson H. The petrology and chemistry of the Setberg volcanic region of the intermediate and acid rocks of Iceland: Ph.D. Thes. Durhem, 1970b. 125 p.
- Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 7. P. 969-999.
- Thorarinsson S. The Postglacial history of the Myvath Area and the Area between Myvath and Jökullsau-Fjöllum // Geogr. ann. 1959. Vol. 41, N 2/3. P. 156-162.
- Thorarinsson S. Skaftaeldar og Lakagigar (The Lakagigar Eruption of 1973) // Natturufraedingurinn. 1967a. Bd. 37. S. 27-57.
- Thorarinsson S. Some problems of volcanism in Iceland // Geol. Rdsch. 1967b. Bd. 57, N I.S. 1-20.
- Thorarinsson S. The eruption of Hekla in historical times. A. tephronological study // Iceland and Mid-OCean ridges. Reykjavik: Soc. Sci. Isl., 1967c. P. 170-183.
- Thorarinsson S. Tephronology and its application in Iceland //Jökull. 1979. Vol. 29. P. 33-36.
- Thoroddsen Th. Fra Vestfjordene i Island. En Rejseberething fra Sommeren 1887, Kobenhavn // Geogr. tidsskr. 1888. N 9. S. 149-168.
- Thoroddsen Th. Island, Grundriss der Geographie und Geologie // Petermanns geogr. Mitt. Erg. H. 1906. Bd. 153. S. 163-358.
- Tryggvason E. Measurement of surface deformation by precision levelling // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 1—12.
- Van Bemmelen R.W., Rutten M.G. Tablemountains of Northern Iceland. Leiden: Brill, 1955. 217 p.
- Vine F.J., Metthews D.N. Magnetic anomalies over oceanic ridges // Nature. 1963. Vol. 199, N 4897. P. 823-825.
- Walker G.P.L. Geology of the Reydarfjordur area, Eastern Iceland // Quart. J. Geol. Soc. London. 1959. Vol. 114, N 445. P. 367-393.

- Walker G.P.L. Tertiary welded tuffs in Eastern Iceland // Ibid. 1962. Vol. 118. P. 275-293.
- Walker G.P.L. The Breiddalur central volcano, Eastern Iceland // Ibid. 1963. Vol. 119. P. 29-53.
- Walker G.P.L. Geological investigation in Eastern Iceland // Bull. Volcanol. 1964. Vol. 27. P. 351-363.
- Walker G.P.L. Acid volcanic rocks in Iceland // Bull. vulcanol. Napoli. 1966. Vol. 29. P. 375-406.
- Walker G.P.L. Eruptive mechanisms in Iceland // Geochemics of Iceland and the North Atlantic area. Dirdrecht: Reidel, 1974a. P. 189-201.

- Walker G.P.L. The structure of Eastern Iceland // Ibid. 1974b. P. 177-188.
- Walker G.P.L. Intrusive sheet swarms and the identify of crustal layer 3 in Iceland // J. Geol. Soc. London. 1975. Vol. 131. P. 143-161.
- Watkins N.D., Mc Dougall I., Kristjannson L. Upper Miocene and Pliocene geomagnetic secular variation in the Borgarfjordur area of Western Iceland // Geophys. J. Roy. Astron.Soc. 1977. Vol. 49. P. 609-632.
- Watkins N.D., Walker G.P.L. Magnetostratigraphy of Eastern Iceland // Amer. J. Sci. 1977. Vol. 277, N 5. P. 513—588.

оглавление

Введение (А.С. Перфильев)	3
Глава первая. Исландия и ее положение в структуре Северной Атлантики (М.А. Ахметьев, А.С. Пер- бильев)	6
Основные тектонические элементы исландского сектора Северной Атлантики Геолого-структурная схема Исландии	6 10
Глава вторая. Строение неогеновых платобазальтов (М.А. Ахметьев)	13
Общие замечания	13 13 16
Селаурдалурский горизонт	16 19 20
Хредаватненский горизонт Слеггьюлайкурский горизонт	20 24 25
Глава третья. Общая петрохимия мноценовых платобазальтов (Б.А. Золотарее)	27
Общие замечания Сравнительная петрохимическая характеристика платобазальтов Западной и Восточной Исландии .	27 28
Глава четвертая. Вулканогенно-осадочные отложения мноценового возраста (А.Р. Гептнер)	35
Условия образования и накопления тефры Базальтовая тефра Кислая тефра	36 36 50
Гранулометрический и минералого-петрографический состав вулканотерригенных отложений Вулканогенно-осадочные отложения Исландии	51 54
Восточная Исландия Северная Исландия Северю-Западная Исландия	54 59 62
Глава пятая. Магматические образования 9-й и смежных палеомагнитных эпох	<u>6</u> 9
Сравнительный анализ разрезов платобазальтов Северо-Западной, Северной и Восточной Исландии в интервале 9-й палеомагнитной эпохи (М.А. Ахметьев)	69
Вулканиты Восточной Исландии (А.С. Перфильев, Ю.А. Дмитриев, С.Г. Самыгин, Б.П. Золотарев) Общие черты геологии платобазальтов Геологическое строение, вещественный состав и процессы формирования платобазальтов	73 73 79
Магматические породы вулканических центров Дайковые комплексы Восточной Исландии	106 111
Петрохимическая характеристика пород вулканов центрального типа и даск	136 144 144
Петрография и петрохимия платооазальтов Дайковые комплексы Северо-Западной Исландии Структурные особенности Северо-Западной Исландии	147 152 173
Остановка и процессы формирования мноценовых оазальтов исландин (Б.П. Золотарее, Ю.Н. Дмитриее) Геохимия и генезис миоценовых магматических комплексов Эволюция и формационная принадлежность мноценовых платобазальтов Исландии	186 186 190
Заключение (А.С. Перфильев, С.Г. Самыгин)	195
Литература	202

CONTENTS

Introduction (A.S. Perfiliev)	3
Chapter one. The structural setting of Iceland in North Atlantic Ocean (M.A. Akhmetiev, A.S. Perfiliev)	6
The main tectonic elements of the Icelandic section of the North Atlantic	6 10
Chapter two. The structure of Neogen plateau basalts (M.A. Akhmetiev) General remarks The knowledge available on Neogen plateau basalts Principles of stratigraphic subdivision of plateau basalts The Selardalur horizon The Brjanslackur horizon The Husavik horizon The Hredavath horizon The Sleggjulackur horizon	13 13 16 16 19 20 24 25
Chapter three. General Petrochemistry of Miocene Plateau basalts. (B.P. Zolotarev)	27
General remarks	27 28
Chapter four. Miocene volcanic-sedimentary deposits (A.R. Geptner)	35
Conditions of generation and accumulation of tephra Basaltic tephra Acid tephra The granulometric and mineral-petrographic composition of volcano-terrigenous deposits Volcanic-sedimentary deposits of Iceland Eastern Iceland Northern Iceland North-Western Iceland	36 36 50 51 54 54 59 62
Chapter five. Magmatic formations of 9th and adjacent paleomagnetic epochs	69
Comparative analysis of plateau-basalt sections in North-Western, Northern and Eastern Iceland within the 9th paleomagnetic epoch (M.A. Akhmetlev) The volcanics of Eastern Iceland (A.S. Perfiliev, Yu.I. Dmitriev, S.G. Samygin, B.P. Zolotarev) General features of geology of plateau basalts The geology, composition and generation of plateau basalts Magmatic rocks of volcanic centres The Eastern Iceland dike complexes Petrochemical characteristics of dikes and central volcanoes Volcanics of North-Western Iceland (Yu.I. Dmitriev, S.G. Samygin, B.P. Zolotarev) The geology of the plateau basalt sequence Petrography and petrochemistry of plateau basalts The dike complexes of North-Western Iceland Specific structural properties of North-Western Iceland Environment and processes of formation of Miocene basalts of Iceland (B.P. Zolotarev, Yu.I. Dmitriev) Geochemistry and genesis of Miocene magmatic complexes The evolution and formational identity of Icelandic Miocene plateau basalts	69 73 79 106 111 138 144 147 152 173 186 186 190
Conclusions (A.S. Perfiliev, S.G. Samygin)	195
References	202

Научное издание

Перфильев Андрей Степанович, Ахметьев Михаил Алексеевич, Гептнер Альфред Романович и др.

МИОЦЕНОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ ИСЛАНДИИ И ПРОБЛЕМЫ СПРЕДИНГА

Труды, вып. 461

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор И.М. Ерофеева Художественный редактор В.Ю. Яковлев Технический редактор Н.М. Бурова Корректор Л.М. Сахарова

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 48498

Подписано к печати 26.12.90 Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная N 1 Гарнитура Таймс. Печать офсетная Усл. печ. л. 16,9 + 0,4 вкл. Усл. кр.-отт. 17,6 Уч.-изд. л. 19,3. Тираж 580 экз. Тип. зак. 977. Цена 4 руб.

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

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

-

-

ISSN 0002-3272. Тр. ГИН АН СССР. 1991. Вып. 461. 1-207.

-