

**происхождение  
базальтовых  
магм**

г.с.йодер, к.э.тилли



ИЗДАТЕЛЬСТВО

«МИР»

ORIGIN OF BASALT MAGMAS:

*An Experimental Study of Natural and Synthetic  
Rock Systems*

BY H. S. YODER, JR., and C. E. TILLEY

Journal of Petrology

Vol. 3, No. 3, October 1962

OXFORD UNIVERSITY PRESS

LONDON

*Даниш*  
Г. С. ЙОДЕР, мл., К. Э. ТИЛЛИ

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ базальтовых магм

(Результаты экспериментального изучения  
природных образований  
и синтетических систем)

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО  
Г. Н. МУХИТДИНОВА

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ  
акад. В. С. СОБОЛЕВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «М И Р» МОСКВА

1965



В книге обобщены результаты многолетних экспериментальных исследований авторов по проблеме первичных магм. В основу работы положены опыты с плавлением базальтов и эфалитов в сухих и гидротермальных условиях в интервале давлений от 1 атм до 30 кбар. Полученные материалы в сочетании с геофизическими данными расширяют наши знания о возможных процессах магмообразования на больших глубинах и позволяют подойти к рассмотрению основного вопроса современной петрологии — первоисточника всего наблюдаемого разнообразия магм в земной коре.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, интересующихся вопросами подкорового вещества Земли, образования магм и вулканизма.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемы образования магмы и ее эволюция давно привлекали внимание петрографов. Однако до последнего времени имеющийся фактический материал позволял серьезно обсуждать лишь вопросы, связанные с образованием изверженных горных пород в земной коре; в отношении же самого возникновения магмы можно было высказывать только общие гипотезы, не имея метода для их проверки. В самые последние годы здесь наблюдается значительный сдвиг. С одной стороны, геофизические методы дали много фактических данных в отношении коры и мантии и позволили, в частности, подойти к установлению магматических очагов под вулканами. С другой стороны, эксперименты по изучению плавления стали проводиться при достаточно высоких давлениях как в сухих системах, так и в системах с водой, что дает основу для научных заключений о процессах магнеобразования на больших глубинах.

Особенно большим вкладом в петрологию явилась работа Йодера и Тилли, перевод которой предлагается вниманию советских читателей. В основу этой работы положены три серии экспериментов, проведенные авторами. Первая серия относится к плавлению базальтов при обычных давлениях в сухих системах. В качестве исходного материала авторы использовали преимущественно базальты Гавайских островов. Проведенные эксперименты и сравнительный обзор всех имеющихся данных по плавлению силикатных систем позволили авторам рассмотреть поставленную проблему в общем аспекте, внося вместе с тем ряд уточнений в некоторые важные частные вопросы, относящиеся к температуре и ходу кристаллизации магмы.

Вторая серия экспериментов поставлена для тех же базальтов в гидротермальных условиях при давлении водяного пара до 10 *кбар*. Эти эксперименты вносят много нового в понимание проблемы плавления и кристаллизации базальтов в присутствии воды и освещают вопросы образования амфиболитов и амфиболовых габбро. Кроме того, показано, что, как правило, базальты не могут образоваться при давлении воды выше 1400 *бар*, и дана основа для суждения об относительном давлении

воды при кристаллизации магматических и метаморфических пород.

Однако наибольшее значение имеет третья серия экспериментов, проведенных при высоких давлениях — до 30 кбар. Вместе с данными опытов Кеннеди они впервые позволили вписать поле кристаллизации эклогитов в координаты температура — давление. Интересно отметить, что величина давления, требуемая для эклогитового перехода, очень близко совпадает с приближенными оценками, которые были высказаны ранее на основании общеминералогических соображений (см., например, В. С. Соболев, Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК, Проблема 14, Гранито-гнейсы, изд. АН СССР, 1960; в этой работе давление, требуемое для образования эклогитов при температуре около 700°С, оценивается в 15—17 тыс. атм). Вместе с тем эти эксперименты дали и совершенно новые интересные факты. Оказалось, что эклогитизация происходит в широком интервале давлений порядка 5 кбар, что имеет большое значение при всех рассуждениях о характере границы Мохоровичича. Впервые получен также «магматический эклогит» в результате кристаллизации расплава и показано, что температурный интервал плавления эклогитов значительно меньше, чем этот же интервал для базальтов. Линия плавления эклогитов, как и следовало ожидать, имеет более крутой наклон к оси давлений.

Количество проделанных экспериментов еще невелико, и результаты должны рассматриваться как предварительные; однако они имеют весьма большое значение. Вместе с новыми исследованиями самих эклогитов (в частности, первым подробным изучением эклогитовых ксенолитов в туфах Гавайских островов) эти эксперименты легли в основу интересных рассуждений автора. Главным является вывод о возможности преодоления барьера, отвечающего составу альбита в системе кремнезем — нефелин, т. е. возможности перехода при высоких давлениях от расплавов с нормативным нефелином к расплаву с нормативным кварцем. Таким образом, оказывается возможным связать с единым источником происхождения различные типы базальтов; этому вопросу уделялось много внимания в дискуссиях последних лет.

Как это бывает всегда, экспериментальные результаты исследований могут быть использованы независимо от их интерпретации. Геологические же выводы авторов дискуссионны и отнюдь не должны приниматься как нечто несомненное и доказанное. Вместе с тем они представляют большой интерес и являются шагом вперед на пути прогресса науки.

В работе широко использована литература по физико-химическим исследованиям систем и по петрографии. Однако при этом не учтены многие работы на русском языке, в частности работы по эклогитам и базальтам.

Поскольку все вопросы, обсуждаемые в настоящей работе, являются животрепещущими, естественно, что, несмотря на недавнее ее опубликование, в литературе уже появились новые интересные данные.

Что касается экспериментов, то особо следует отметить исследование плавления эклогитов и гранатовых перидотитов при давлении 30 *кбар*, проведенное О'Хара частично вместе с Йодером. Значительный интерес представляют данные о ранней кристаллизации шпинели с последующим ее растворением, а также анализ кривой растворимости пироба в моноклинном пироксене. Растворимость здесь быстро падает с температурой. Интересно также, что плавление в присутствии оливина начинается при более низких температурах, а линия пироксен — гранат представляет собой термический барьер между оливиновыми и кварцсодержащими породами.

Проведены эксперименты по плавлению форстеритов при давлении 50 *кбар*, причем показано, что кривая имеет здесь относительно небольшой наклон. Проводились также дополнительные исследования твердых растворов пироксенов при обычных давлениях и давлениях до 10 *кбар*. Продолжалось изучение кристаллизации базальтов и т. д.

Много нового внесено в изучение минералогии эклогитов. Здесь следует отметить большую монографию О'Хара и Мерси (Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites, Trans. Roy. Edinb., 65, No. 12, 1962—1963). Как в ней, так и в других работах приведен ряд анализов ромбических пироксенов из перидотитов, причем содержание глинозема во всех случаях оказалось очень небольшим. Новые данные получены при изучении эклогитов из кимберлитовых трубок Сибири. Так, например, здесь описан корундовый эклогит (Соболев Н. В., Ксенолит эклогита с рубином, ДАН СССР, 157, № 6, 1964), гранат которого содержит 41% кальциевых компонентов, а пироксен — более 17%  $Al_2O_3$ . Те новые данные и работы, которые казались редактору наиболее существенными, приведены в подстрочных примечаниях.

Особо следует остановиться на проблеме, обсуждение которой, несомненно, активизировалось после появления работы Йодера и Тилли, — проблеме химического и минералогического состава подкорового вещества Земли. Помимо соображений, связанных с детальным изучением химизма вулканических пород, развиваемым у нас Г. С. Горшковым (Горшков Г. С., Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли, Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 25, 1963; Горшков Г. С., Петрохимия вулканических пород в связи с формированием островных дуг, Сб. «Общие вопросы геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», АН СССР, 1963), Ю. М. Шейнманном (Шейнманн Ю. М.,

О путях изучения состава мантии, Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологический, № 4, 1964; Шейнманн Ю. М., Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли, Сб. «Химия земной коры», 2, 1964) и другими исследователями, важным ключом является исследование алмазов. Если исходить из гипотезы, что образование алмазов возможно только в земной мантии (притом на значительной глубине), то новый фактический материал по изучению включений алмазов и алмазоносных ксенолитов позволяет сделать интересное заключение о составе соответствующих горизонтов мантии. Можно утверждать, что: 1) в мантии имеются как эклогиты, так и оливиновые породы типа гранатовых перидотитов; 2) отношение окиси железа к окиси магния в веществе мантии весьма изменчиво, так как железистость гранатов, заключенных в отдельных алмазах, колеблется в широких пределах. Однако следует отметить, что гипотезе образования алмазов в мантии (в правильности которой убежден и редактор данной книги) противопоставляется концепция образования их в промежуточных очагах внутри земной коры и даже на месте, в кимберлитовых трубках. Последнее утверждение вряд ли можно считать достаточно обоснованным, но гипотеза промежуточных очагов остается дискуссионной, а следовательно, дискуссионны и все выводы о составе мантии, сделанные на основе изучения алмазов и кимберлитовых трубок.

Большой интерес представляют также все ксенолиты в кимберлитовых трубках. Их изучение позволило, в частности, высказать предположение о разных типах раздела Мохоровичича: сменой состава и с эклогитовым переходом (см. прим. на стр. 228). Мы не имеем возможности останавливаться здесь детально на рассмотрении указанных проблем.

Перевод работы Йодера и Тилли рекомендуется широкому кругу советских геологов и геофизиков, интересующихся проблемой верхней мантии в целом, и в частности вулканизмом и вопросами образования магмы.

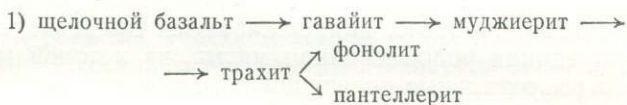
*В. Соболев*

# Введение

## ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Проблема первоисточника (или источников) всего наблюдаемого разнообразия магм — одна из наиболее важных в петрологии. Вне зависимости от наших представлений о происхождении земли — путем кристаллизации расплавленных масс или же путем конденсации холодных частиц пылевой материи — мы сталкиваемся с проблемой происхождения современных лав и соответствующих им по составу древних уже охлажденных аналогов. Результаты исследований позволяют считать, что изверженные породы даже самого различного состава представляют собой взаимосвязанные серии, образующиеся при понижении температуры из одной или нескольких родоначальных магм.

На основании полевых наблюдений установлено существование двух серий пород, соответствующих двум главным нисходящим линиям развития:



2) толент → толентовый андезит → дацит → риолит.

В орогенических поясах присутствует еще одна серия пород, которая происходит из толентов и представлена известково-щелочными разновидностями андезитов, дацитов и риолитов; средний член этой серии — андезит — составляет значительную долю от общего объема пород. По мнению некоторых петрологов [226], при образовании пород этой «орогенической» серии значительную роль играли процессы ассимиляции. Многие типы пород, которые, как полагают, образовались из магм этой серии, еще изучаются, и поэтому какие-либо определенные выводы преждевременны. Некоторые исследователи [13, 29, 235] считают, что обе главные серии пород могут происходить из щелочной базальтовой магмы путем фракционной кристаллизации или ассимиляции. Другие авторы [148, 226] приводят доказательства того, что эти две серии пород образуются при фракционной кристаллизации первичной толентовой магмы. Третьи [127, 131] допускают

существование двух и более самостоятельных родоначальных магм неизвестного происхождения, отделившихся с различных уровней земной коры или верхних частей мантии и приводивших к образованию независимых одна от другой серий пород. Некоторые геологи считают, что первичным материалом были породы, в основном эквивалентные по составу базальтам, например эклогиты [78, 107] и амфиболиты [82]. Наконец, некоторые исследователи [49, 109] предполагают, что все серии магматических пород происходят из более основной магмы, близкой по составу к перидотитам. Так как возможность существования первичной перидотитовой *магмы* обоснованно подвергается сомнению, большинство геологов полагают, что состав первичной магмы был близок к составу базальтов; одновременно допускается возможность ее образования при частичном плавлении исходного кристаллического перидотитового слоя [29]. В подтверждение этого они ссылаются на специфическое положение базальтов в сравнении с другими типами изверженных пород, существование соответствующих им по составу расплавов, поразительное единообразие их состава, большой объем и чрезвычайно широкую распространенность во всех геологических эпохах (эти признаки являются обязательными при решении вопроса о первичности магмы). Данные геофизических наблюдений подтверждают точку зрения, согласно которой базальты одного или нескольких типов (что еще следует выяснить) являются источником почти всех других магм, за исключением только тех, которые возникли в результате контаминации и полного или частичного переплавления осадочного материала.

Авторы данной работы придерживаются представлений, что существует единая родоначальная магма, из которой могут образоваться все остальные производные магмы при соответствующих обратимых или необратимых физико-химических процессах. Понятно, что свойства этой единой магмы могут изменяться в некоторых пределах, и при более детальном исследовании может быть установлено несколько самостоятельных источников ее. Нижеприводимые доводы, основывающиеся на этих допущениях, направлены на выявление состава первичной магмы и путей образования производных магм. Разновидности, подобные сериям пород в орогенических поясах, при формировании которых имели место процессы ассимиляции, в данной работе не рассматриваются.

#### ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ

В прошлом изучались разнообразные базальты с целью определения природы первичной магмы. Главным методом исследования было построение вариационных диаграмм, на которых на одной координатной оси откладывалось содержание кремнезема;

однако отношения различных окислов также давали возможность оценить генетические соотношения пород, причем допускалось, что последние по составу соответствуют магмам. Боуэн [29], например, считал, что родоначальной магмой пород известково-щелочного ряда были базальты, а не ультраосновная магма. Величины содержаний окислов в базальтах, андезитах, дацитах и риолитах образуют на вариационных диаграммах плавные кривые, тогда как точки, соответствующие содержаниям окислов в перидотитах, пироксенитах и анортозитах, оказываются рассеянными. Плавный характер кривых на вариационных диаграммах является важнейшим доказательством генетического родства магм сравниваемых типов пород и свидетельствует об образовании их главным образом путем фракционирования единой родоначальной магмы. Другим примером могут служить данные Гольдшмидта [84]. Он расположил в ряд серию щелочных пород в зависимости от изменения отношения  $Fe_2O_3/FeO$  на том основании, что в ходе фракционной кристаллизации последовательно возрастает степень окисления производных магм. Дуниты, перидотиты, оливинное габбро и нориты возникали, по его мнению, на самой первой («примитивной») стадии фракционного разделения первичной магмы. Подобные количественные оценки для выявления состава первичной магмы были использованы Пауэрсом [184]. На диаграмму были нанесены содержания  $MgO$  в зависимости от  $SiO_2$ . Он пришел к выводу, что магмы, образовавшие при излиянии лавы Гавайских островов, не являются продуктами простого фракционирования; в то же время лавовые серии могут рассматриваться как выплавки различных глубинных участков земной коры. Предполагается, что изменения в составах магм из этих участков были обусловлены последовательным выплавлением из перидотитов легкоплавких фракций совместно с летучими компонентами; состав конечного остатка при подобном механизме зарождения магм должен был соответствовать составу дунитов. Рассмотренный процесс представляет собой, по сути дела, фракционное выплавление, в ходе которого последовательность отделения магм различного состава находится в зависимости от потери летучих. Так как состав пород, в особенности по содержанию летучих компонентов, не всегда точно соответствует составу исходного расплава [29], то в связи с этим их изучение не всегда дает достаточно точную информацию для четкого выделения родоначальной магмы или родоначальных магм различных производных серий.

### ОСНОВЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ПОДХОДА

Одновременно с изучением разнообразных базальтов и их производных в полевых условиях с целью выявления диагностических признаков их родственных связей в лабораториях прово-

дились экспериментальные исследования систем, компоненты которых соответствовали главным компонентам магм. Шаг за шагом были выполнены трудоемкие систематические опыты по определению условий плавления систем от простых к более сложным, в результате чего стало возможным построение диаграмм многокомпонентных систем, достаточно полно характеризующих природные магмы. Данные лабораторных исследований позволяют надеяться, что со временем будет возможно установить состав родоначальной магмы или магм.

В надежде выяснить некоторые общие соотношения различных базальтов до завершения ведущихся в настоящее время полевых и лабораторных исследований была предпринята попытка прямого, но менее точного подхода к решению этой задачи. В основу этого подхода были положены предположения, что состав природного базальта, представляющего собой полностью или частично закристаллизованную магму, может рассматриваться как отдельный валовой состав многокомпонентной системы и ход его кристаллизации может быть прослежен обычным способом по методу закалки [23, 215]. Образцы базальтов, принятых за первичные, исследовались в широком интервале температур, давлений и времени воздействия этих факторов. На основании полученных данных и уже известных диаграмм фазовых равновесий систем из чистых компонентов было высказано предположение о возможности установления связей между различными типами базальтов.

### ПЛАН РАБОТЫ

В связи с большим объемом фактического материала и сложностью рассматриваемой проблемы целесообразно изложить краткий план работы. Вначале приводится детальная характеристика исследовавшихся базальтов и подчеркиваются их главные особенности. В следующем разделе дается описание некоторых минералов пород и их соотношений с другими минералами соответствующих групп. Затем излагаются данные экспериментального изучения природных базальтов в «сухих» условиях при давлении около 1 атм. Далее на основе диаграмм фазовых равновесий в «простой базальтовой системе» анализируются результаты экспериментов. С учетом этих данных предложены новые методы подхода к выявлению генетической связи базальтов. Кроме того, рассматривается проблема образования производных магм на основе известных фазовых диаграмм с «равновесным температурным разделом». При обсуждении результатов исследований возникла необходимость рассмотреть влияние на ход кристаллизации расплавов таких факторов, как существование твердых растворов между главными фазами, осаждение кристаллов беззодных и водосодержащих минералов, степень

окисления. Для этого понадобилось провести экспериментальное исследование некоторых базальтов в гидротермальных условиях при высоких давлениях. Приводится описание этих опытов и излагаются их результаты, которые имеют отношение ко многим проблемам петрологии изверженных и метаморфических пород. Кроме базальтов, исследованиям были подвергнуты и эклогиты, считающиеся возможным источником магм; эксперименты проводились в «сухих» и гидротермальных условиях и их результаты представлены в виде самостоятельного раздела. В заключительной части работы приводятся основные результаты и даются выводы по проблеме первичной магмы.

Краткие сообщения об исследованиях, детально рассматриваемых в данной работе, были опубликованы в период 1956—1961 гг. Они помещены в годовых отчетах Геофизической лаборатории (Annual Reports of the Geophysical Laboratory) за 1956, 1957, 1959, 1960 гг. и в информационных сообщениях ежегодных сессий Геологического общества Америки (Annual Meetings of the Geological Society of America) за 1956<sup>1</sup> и 1961 гг.<sup>2</sup> и Американского геофизического общества (Annual Meetings of the American Geophysical Union) за 1961 г.<sup>3</sup> Данные этих сообщений использованы в настоящей работе с внесением в них уточнений и исправлений по материалам последующих исследований.

---

<sup>1</sup> Geol. Soc. Amer., Bull., **67**, 1746—1747, 1956.

<sup>2</sup> Geol. Soc. Amer., Special Paper, No. 68, 304, 1961.

<sup>3</sup> Amer. Geophys. Union, Program, 62—63, 1961.

# Описание исследовавшихся природных базальтов

## ПРИНЦИПЫ ОТБОРА ОБРАЗЦОВ

### *Упрощенная базальтовая система*

В связи с тем что базальтами называют большое количество разновидностей пород, возникла необходимость выделить главные типы магм, охарактеризованных по данным полевых и лабораторных исследований. Одним из основных руководств при выполнении такого рода исследований явилась работа по острову Малл [13], позднее дополненная У. К. Кеннеди [126] и по некоторым вопросам Уилкинсоном [278]. По мере увеличения числа подобных работ выяснилась необходимость привлечения других критериев при выделении определенных типов базальтовых магм. До тех пор пока не будут изложены все необходимые данные, говорить об убедительности выбранных критериев преждевременно; тем не менее целесообразно изложить ту основу, в соответствии с которой проводился отбор.

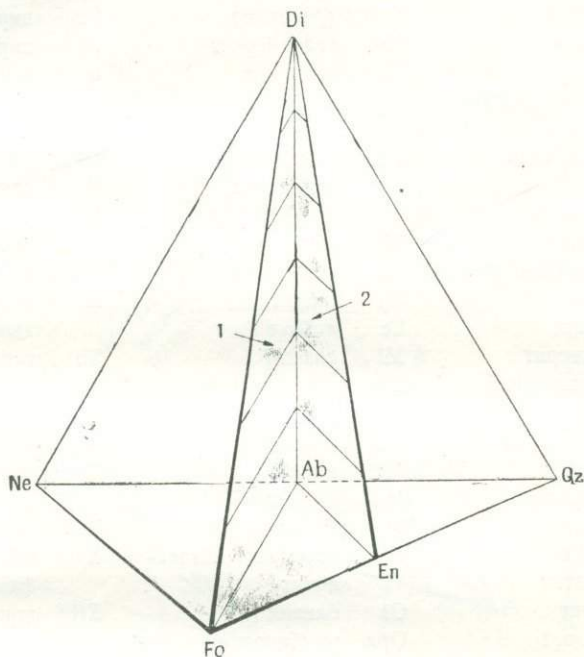
Базальты состоят главным образом из плагиоклаза и моноклинного пироксена. Кроме того, они могут содержать оливин, нефелин, мелилит, гиперстен, кварц и ряд второстепенных минералов. Фазы в системе диопсид — форстерит — нефелин — кварц содержат все основные компоненты, входящие в состав главных минералов базальтов. Такая безжелезистая «простая» базальтовая система представлена на фиг. 1. Принятые сокращения на данной диаграмме и далее по всему тексту работы приведены в табл. 1. Выбор перечисленных ранее компонентов упрощенной базальтовой системы не означает умаления роли железа, калия, титана и любых других элементов, а обусловлен ограниченными возможностями подобных систем. В пользу такого выбора компонентов свидетельствуют следующие наблюдения:

1. Нефелин, альбит (и анортит) и кварц относятся к числу фаз, не содержащих железа.

2. Большинство базальтов содержит менее 1%  $K_2O$ , что при пересчете соответствует приблизительно 5,9%  $Og$ . По Барту [19], калиевый полевой шпат в базальтах редок и присутствует лишь в том случае, если количество нормативного  $Og$  превышает 7%. Однако появление калиевого полевого шпата в производных магмах обуславливает необходимость проведения дальнейших

исследований, особенно в связи с установлением значительных количеств анортоклаза в фракционных сериях гавайитов и муджиеритов — пород, в которых нормативное содержание  $\text{Or}$  достигает 12% [164].

3. Оливин может быть представлен в основном как твердый раствор форстерита и фаялита. Усредненный оливин первичного базальта содержит 10—15%  $\text{Fa}$  [164, 193].



Фиг. 1. Схематическое изображение системы  $\text{Di-Fo-Ne-Qz}$ .

На диаграмме показаны плоскость насыщения кремнеземом ( $\text{Di-En-Ab}$ ) и плоскость критической недосыщенности кремнеземом ( $\text{Di-Fo-Ab}$ ). Компоненты этой упрощенной безжелезистой базальтовой системы соответствуют основным компонентам главных фаз базальтов. 1 — плоскость критической недосыщенности кремнеземом; 2 — плоскость насыщения кремнеземом.

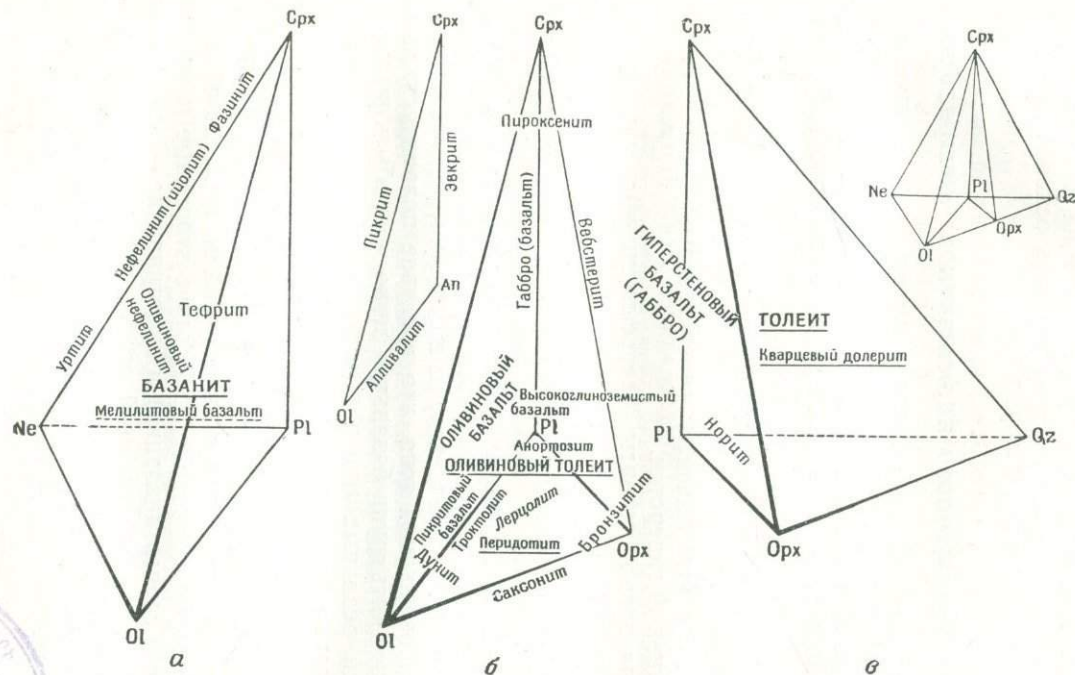
4. В составе пироксенов первичных базальтов может присутствовать до 40% геденбергита и до 30% ферросилита, а в пироксенах производных типов базальтов содержание этих компонентов может быть и гораздо выше. Эти факты — наиболее серьезное возражение против исключения железа из числа компонентов экспериментальных систем; однако эта особенность химизма систем не приводит к каким-либо изменениям числа нормативных компонентов.

Магнетит и другие рудные минералы являются важной составной частью базальтов (см. ниже) и отсутствие железа и

## Список принятых сокращений

Ab	альбит	Geh	геленит	Or	ортоклаз
Ak	акерманит	Gl	стекло	Pl	плагиоклаз
Alm	альмандин	Gr	глаукофан	Pr	протоэнстатит
Am	амфибол	Gr	гранат	Psb	псевдобрукит
An	анортит	Gross	гроссуляр	Px	пироксен
And	андрадит	Hd	геденберgit	Py	пироп
Ap	апатит	Her	герцинит	q	закалывание
c	грубозернистые породы, < 100 меш	Hi	галит	Qz	кварц
C	корунд	Hm	гематит	r	остаточный
Ce	цельзиан	Hs	гастингсит	Rt	рутил
Cg	карнегиит	Hu	гиперстен	Sa	санидин
Ch-Sp	хром-шпинель	Il	ильменит	Sp	шпинель
Chl	хлорит	Jd	жадеит	Sph	сфен
Chr	хромит	Ks	кальсилит	Spess	спессартин
Co	кордиерит	Ky	кианит	ss	твердый рас- твор
Cpx	моноклинный пироксен	Lc	лейцит	Th	тенардит
Cr	кристобалит	Mi	слюда	Tr	тремолит
Cs	ларнит	Mo	монтичеллит	Trd	тридимит
Ct	кальцит	Mon	монтмориллонит	Ts	чермакит
Di	диоксид	Ms	магнезит	Tsch	молекула Чер- мака
Ed	эденит	Mt	магнетит	Wü	вюстит
En	энстатит	Mu	муллит	X	неизвестная фаза
Fa	фаялит	Ne	нефелин	Xtl	кристалличе- ская фаза
Fl	флюорит	Ns	натровый метаси- ликат		
Fo	форстерит	Ol	оливин		
Fs	ферросилит	Orx	ромбический пи- роксен		

титана среди компонентов простой базальтовой системы — существенный недостаток ее. Но этот недостаток может быть устранен, если представить систему Di—Fo—Ne—Qz в обобщенном виде, объединив в виде отдельных фаз железо- и магнийсодержащие конечные члены соответствующих изоморфных серий и альбит с анортитом; в этом случае состав базальтов может быть представлен следующими нормативными компонентами: плагиоклазами, моноклинными пироксенами, ромбическими пироксенами, оливином, нефелином и кварцем. Эти компоненты можно расположить в пространстве так же, как в системе Di—Fo—Ne—Qz. Диаграмма такой системы представлена в «расчлененном» виде на фиг. 2. На ней нанесены названия тех пород, главные нормативные фазы которых входят в состав обобщен-



Фиг. 2. Различные сечения обобщенной диаграммы упрощенной базальтовой системы (общий вид приведен в правом верхнем углу чертежа).

Нанесены названия пород, главные нормативные фазы которых входят в состав фаз тетраэдра. Названия пород, лежащих внутри объемов «расчлененного» тетраэдра, подчеркнуты. Названия пород, лежащих на гранях, написаны параллельно основанию. Лерцолит располагается на грани  $OI-Srх-Orх$ . На вспомогательном сечении  $OI-Srх$  приведены наименования пород, в которых плагиоклаз характеризуется высоким содержанием апортитовой составляющей; а — группа щелочных базальтов; б — группа оливиновых толеитов; в — группа толеитов.



ного нормативного тетраэдра. Сведения о количественном содержании тех или иных фаз, на основании которых в пределах обобщенного нормативного тетраэдра выделялись объемы и поля устойчивости различных типов пород, были заимствованы из сводных работ Трёгера [236, 237]. Несмотря на недостатки рассматриваемого тетраэдра, он может служить основой для сравнения многочисленных типов пород.

### *Свойства обобщенного нормативного тетраэдра*

Некоторые особенности тетраэдра имеют особо важное значение. Две плоскости, приведенные на фиг. 1 и изображенные также на фиг. 2, делят все разнообразие базальтов в соответствии с их нормативным составом<sup>1</sup> на пять самостоятельных групп:

1. Толейты (пересыщенные): нормативные кварц и гиперстен.
2. Толейты (насыщенные; гиперстеновые базальты): нормативный гиперстен.
3. Оливиновые толейты (недосыщенные): нормативные гиперстен и оливин.
4. Оливиновые базальты: нормативный оливин.
5. Щелочной базальт: нормативный оливин и нефелин.

За исключением щелочных базальтов, образующихся в условиях дефицита алюминия (базальты с нормативным акмитом), в приведенном списке представлены в основном все главные разновидности. Совершенно ясно, что в случае полнокристаллических пород все пять групп базальтов легко могут быть выделены на основании реальных минеральных составов. При наличии стекла некоторые основные фазы могут быть не учтены, в связи с чем окончательная идентификация типа базальта не может быть выполнена без детальных лабораторных исследований. Кроме того, в породах могут существовать такие фазы, как оливин, при их отсутствии в нормативном составе. Наличие твердых растворов, окисление, небольшие вторичные изменения (в особенности серпентинизация) и выветривание — все это оказывает влияние на нормативный состав и ведет к ошибкам в определении типа базальта. К счастью, нормативный состав базальтов в большинстве случаев бывает очень близок к реально наблюдаемому.

---

<sup>1</sup> Вследствие коллективного исследования точности и тщательности химических анализов на диабазе W-1 [75] были обнаружены значительные расхождения результатов: нормативный состав изменился от содержания 8,82% кварца до 4,97% оливина. Очевидно, что при отнесении базальтов к той или иной группе должны учитываться возможные ошибки анализа.

Следует, однако, обращать особое внимание на пироксены. Так, например, по нормативному составу базальты могут быть отнесены к гиперстеновым, однако присутствующий в них пироксен может фактически быть представлен пижонитом. В любом случае при определении типа базальта предпочтение отдается действительно наблюдаемым ассоциациям минералов, а не искусственным схемам.

Наиболее важным наблюдением является установление взаимосвязи всех типов базальтов. Эти данные находятся в противоречии с представлениями о существовании главным образом двух резко различных типов базальтов: щелочных базальтов и толеитов. Наличие непрерывных серий разнообразных базальтов является следствием того, что некоторые фазовые пограничные кривые в системе  $Di-Fo-Ne-Qz$  пересекают плоскости насыщения ( $Di-En-Ab$ ) и критической недосыщенности кремнезема ( $Di-Fo-Ab$ )<sup>1</sup>. (В дальнейшем это положение будет рассмотрено более подробно.)

Для получения полного представления об основных путях кристаллизации магм возникла необходимость выделить те базальты, составы которых располагаются на критических плоскостях или же вблизи их и между ними.

### **Определение главных типов пород**

В данной работе термин «толеит» употребляется обычно в том же значении, в каком он был использован авторами монографии, посвященной острову Малл [13], Холмсом и Харвудом в статье по толеитовым дайкам севера Англии [111] и У. К. Кеннеди в работе, посвященной исследованию характера дифференциации базальтовых магм [126]. Толеиты как тип породы в строгом смысле слова сложены главным образом авгитом или субкальциевым авгитом<sup>2</sup>, плагиоклазом (около  $An_{50}$ ) и окислами железа. В незначительном количестве и не во всех разновидно-

<sup>1</sup> Простая базальтовая система  $Di-Fo-Ne-Qz$  и аналогичная дополнительная система с  $An$  изучаются Шерером и его сотрудниками в Геофизической лаборатории методом закалки. Согласно предварительному сообщению, вскоре должно быть завершено изучение главных сечений системы  $Di-Fo-Ne-Qz$ , что позволит наметить в основных чертах ход кристаллизации главных расплавов.

<sup>2</sup> К сожалению, в терминологии пироксенов в последние годы возникло много неясного, особенно с применением термина «авгит». Согласно Гессу, авторы называют авгитами все пироксены магматических пород с преобладанием диоксид-геденбергитовых компонентов. Таким образом, сюда попадают как авгиты в классическом смысле слова — с высоким содержанием трехвалентных оснований, так и пироксены с малым содержанием трехвалентных оснований, с недостатком кальция, т. е. содержащие компонент  $(Mg, Fe)SiO_2$ . Такие пироксены авторы называют субкальциевыми авгитами. Пижонитами называются здесь сравнительно редкие пироксены с очень низким содержанием  $Ca$ , т. е. с резким преобладанием компонента  $(Mg, Fe)SiO_3$ . — Прим. ред.

стях присутствует оливин. Характерной структурной особенностью пород, обуславливающей их интерсертальную структуру, является наличие интерстициальной стекловатой, обычно пигментированной фазы, представляющей собой кислый остаточный продукт кристаллизации; этот остаток может быть сложен также сростками кварца и полевых шпатов.

Решающим признаком в этом определении является состав пироксена или пироксенов, которые могут быть представлены или авгитом с зонами субкальцевого авгита и пижонита, или гиперстеном, или обоими вместе [228]<sup>1</sup>.

На основании состава природных пироксенов можно заключить, что гиперстен должен быть важным нормативным минералом трех типов толеитов: насыщенных, пересыщенных (нормативный кварц) и недосыщенных (нормативный оливин). Кроме того, в связи с инконгруэнтным плавлением таких пироксенов в вулканических условиях было бы естественно ожидать кристаллизации в избытке оливина из жидкости. В соответствии с этим в большинстве толеитов действительное содержание оливина превышает нормативное<sup>2</sup>. В толеитах с оливином нередко наблюдаются реакционные взаимоотношения с жидкостью (основной массой). Названные выше три разновидности толеитов, встречающиеся как в виде закристаллизованных пород, так и в виде стекловатых, поддаются, таким образом, определению по нормативному составу на основании их валовых химических анализов, попадающих в изображенном на фиг. 2 тетраэдре в область, ограниченную  $Sr_x-Ol-Pl-Qz$ . Среди пород, исследованных экспериментально и описанных в следующем разделе, четыре ( $N_2N_2$  3, 5, 7 и 14 в табл. 2<sup>3</sup>) попадают в пределы состава

<sup>1</sup> Куно [131] выделяет породы известково-щелочной серии по присутствию в основной массе гиперстена вместо пижонита. Кроме того, он отмечает, что в ходе фракционирования авгит в результате реакции с жидкостью исчезает, сменяясь гиперстеном (см., например [129]). По мнению авторов, наличие гиперстена в основной массе не является обязательным признаком принадлежности пород к известково-щелочной серии, и он может встречаться в некоторых толеитах. Насколько авторам известно по материалам исследований искусственных систем с пироксенами, равновесные реакционные соотношения между диопсидом и жидкостью, приводящие к образованию ромбического пироксена, отсутствуют. Возможно, что такие неравновесные реакционные соотношения могут возникать в магмах, ассимилировавших вмещающие породы. Или же появление каемки гиперстена вокруг авгита может быть результатом окисления, что более детально рассматривается ниже.

<sup>2</sup> Если при образовании пород было достигнуто полное равновесие, тогда, конечно, фактическое содержание оливина будет приблизительно соответствовать нормативному. В случае некоторых валовых составов, обедненных нормативным гиперстеном, реакционные соотношения могут быть не обнаружены (см., например, систему  $Di-Fe-SiO_2$  [25]).

<sup>3</sup> Пересчеты анализов на нормативный состав производились по методу CIPW, кроме случаев, отмеченных особо. Таубенек и Польдерваарт [221] получили иные результаты для нескольких ранее опубликованных пересчетов на нормативный состав главным образом потому, что они не придерживались принятых округлений значений молекулярных весов.

вов, свойственных названным трем группам пород с колебанием содержания кремнезема от 49 до 54%.

Исследование частей тетраэдра, изображенного на фиг. 2, показывает, что ассоциация толеитов ограничена критической плоскостью недосыщенности кремнеземом, образованной моноклинным пироксеном (диопсидовым), оливином и плагиоклазом. В строгом смысле эта плоскость — плоскость оливиновых базальтов (4-я группа в приведенной ранее классификации) с нормативным оливином. Внутри тетраэдра, вблизи состава плагиоклаза, попадает группа высокоглиноземистых базальтов, на порфирировые разности которых первыми обратили внимание Пауэрс [182] и Андерсон [7], а позднее Тилли [226]. Эти высокоглиноземистые базальты могут быть сравнены с порфирировыми высокоглиноземистыми базальтами, обнаруженными в британской провинции четвертичных изверженных пород авторами работы по острову Малл [13] и отнесенными ими к порфирировым базальтам магмы центрального типа. Считается, что порфирировые высокоглиноземистые базальты являются аккумулятами, а не магмой первичного типа; с другой стороны, непорфирировая базальтовая магма, по мнению Куно [129], является первичной, а не производной ни толеитовой, ни щелочной базальтовой магм. Авторы данной работы обращают особое внимание на преимущественную распространенность высокоглиноземистых базальтов в плагиоклазовой области тетраэдра. Это находится в противоречии с точкой зрения Куно, что «по минералогическому составу высокоглиноземистые базальты занимают промежуточное положение между толеитами и щелочными базальтами». Как можно будет увидеть далее, высокое содержание алюминия в этих магмах является следствием близости линий изменения жидкостей к составу плагиоклазов, а не связано с особыми физическими условиями. По этой причине, а также по ряду других рассматриваемых далее особенностей непорфирировая высокоглиноземистая базальтовая магма не считается первичной. Здесь же необходимо отметить существование других высокоглиноземистых базальтов с нормативным гиперстеном, гиперстеном + кварцем или нефелином в добавление к оливину. Они включены соответственно в толеиты или щелочные базальты. Среди пород, подвергшихся экспериментальным исследованиям, одна (№ 16, табл. 2) содержит свыше 18%  $Al_2O_3$ , но ни гиперстен, ни нефелин в качестве нормативных минералов не установлены.

За плоскостью оливиновых базальтов (в области с нефелином) находится область щелочных базальтов (5-я группа в приведенной выше классификации) с нормативным нефелином и оливином. Вблизи плоскости  $Ol-Cpx-Pl$  эти базальты обычно не содержат нефелин, вместо которого может присутствовать цеолит (например, анальцит); дальше от этой плоскости в них появляется нефелин, и породы по составу соответствуют

## Химические и нормативные составы иссле

## довавшихся (\*) и сходных с ними пород

	1	2	3*	4
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,30	54,31	54,26	51,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,80	13,53	13,98	11,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,12	3,05	3,19	2,24
FeO . . . . .	7,30	7,16	7,31	8,84
MnO . . . . .	0,05	0,26	0,14	0,11
MgO . . . . .	6,72	7,26	6,91	7,37
CaO . . . . .	7,98	9,65	8,30	9,87
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,78	2,33	2,99	2,07
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,60	0,49	0,49	0,41
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,64	0,08	0,38	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,23	0,20	0,37	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,66	0,02	0,28	0,28
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,68	1,84	1,79	4,89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
SrO . . . . .	» »	0,11	» »	» »
NiO . . . . .	» »	He опр.	» »	» »
CO <sub>2</sub> . . . . .	» »	» »	» »	» »
SO <sub>3</sub> . . . . .	» »	» »	» »	» »
Сумма . . . . .	99,86	100,29	100,39	100,02
Qz . . . . .	2,16	8,82	7,56	9,66
Or . . . . .	3,34	2,78	2,78	2,22
Ab . . . . .	31,96	19,39	25,15	17,29
Ne . . . . .	—	—	—	—
An . . . . .	21,68	25,02	23,35	21,68
Di . . . . .	11,14	19,02	12,79	20,51
Hy . . . . .	19,22	16,87	19,30	15,16
Ol . . . . .	—	—	—	—
Mt . . . . .	4,41	4,41	4,64	3,25
Il . . . . .	3,19	3,50	3,34	9,27
Ap . . . . .	1,68	—	0,67	0,67
Ct . . . . .	—	—	—	—
Остаток . . . . .	0,87	0,28	0,75	0,35
Сумма . . . . .	99,65	100,09	100,33	100,06
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	4,38	2,82	3,48	2,48
FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,604	0,584	0,603	0,601
MgO + FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	56,78	47,19	51,28	41,19
Суммарное содержание полевых шпатов . . . . .	38,3	53,0	45,5	52,5

5*	6	7*	7a*	8	9	10	11
51,77	51,35	51,18	50,40	50,85	50,04	50,04	50,07
13,78	13,36	14,07	13,91	15,30	13,68	14,02	13,70
2,04	1,32	1,35	1,80	0,28	2,29	1,72	1,54
9,13	9,85	9,78	10,09	10,42	9,05	9,45	9,80
0,16	0,07	0,17	0,18	0,10	0,17	0,17	0,17
8,58	7,62	7,78	6,57	7,80	7,61	6,93	7,10
10,12	10,74	10,83	10,65	11,45	11,38	11,54	11,59
2,36	1,93	2,39	2,52	0,70	2,24	2,42	2,39
0,39	0,50	0,44	0,69	0,58	0,57	0,57	0,56
0,07	0,29	0,10	0,04	0,18	0,00	0,10	0,05
0,06	0,00	0,01	He обн.	Сл.	0,02	He обн.	He обн.
0,17	0,28	0,15	0,30	0,22	0,27	0,26	0,27
1,76	2,50	2,10	3,26	1,55	2,76	3,02	2,96
He опр.	0,03	0,05	0,04	0,05	He опр.	He опр.	He опр.
» »	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	» »	» »	» »
» »	0,025	» »	» »	0,002	» »	» »	» »
» »	He опр.	» »	» »	He опр.	0,06	» »	» »
» »	» »	» »	» »	» »	He опр.	» »	» »
100,39	99,86	100,40	100,45	99,48	100,14	100,24	100,20
1,92	4,26	0,30	1,80	5,40	1,47	0,87	0,33
2,22	2,78	2,22	3,89	3,34	3,34	3,34	3,34
19,91	16,24	20,96	20,96	5,76	18,92	20,44	20,44
—	—	—	—	—	—	—	—
25,85	26,41	26,13	24,74	36,97	25,58	25,58	24,74
19,19	20,65	22,04	21,61	15,98	23,41	24,46	25,41
24,47	21,84	22,44	17,82	28,00	18,12	16,52	17,41
—	—	—	—	—	—	—	—
3,02	1,86	1,86	2,55	0,46	3,31	5,78	5,62
3,34	4,71	3,95	6,08	2,89	5,24	2,55	2,21
0,34	0,67	0,34	0,67	0,34	0,64	0,67	0,67
—	—	—	—	—	0,14	—	—
0,13	0,29	0,11	0,08	0,18	0,02	0,10	0,05
100,39	99,71	100,35	100,20	99,32	100,19	100,31	100,22
2,75	2,43	2,83	3,21	1,28	2,81	2,99	2,95
0,566	0,594	0,589	0,644	0,578	0,598	0,617	0,615
47,98	45,43	49,31	49,59	46,07	47,84	49,36	48,52
53,9	58,1	53,0	50,0	80,2	53,5	51,9	50,9

	12	13	14*	15	16*
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,43	49,49	49,16	48,50	48,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,92	13,14	13,33	18,22	18,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,14	1,49	1,31	0,26	1,04
FeO . . . . .	8,34	9,83	9,71	8,69	8,31
MnO . . . . .	0,18	0,17	0,16	0,15	0,17
MgO . . . . .	9,24	8,96	10,41	8,97	8,96
CaO . . . . .	11,02	11,19	10,93	11,58	11,32
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,22	2,24	2,15	2,24	2,80
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,52	0,52	0,51	0,09	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,17	0,09	0,04	0,12	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,01	0,01	0,05	0,18	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,26	0,26	0,16	Сл.	0,07
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,85	2,78	2,29	0,81	0,89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	He опр.	He опр.	0,09	He опр.	He опр.
SrO . . . . .	» »	» »	He опр.	» »	» »
NiO . . . . .	» »	» »	» »	» »	» »
CO <sub>2</sub> . . . . .	» »	» »	» »	» »	» »
SO <sub>3</sub> . . . . .	» »	» »	» »	» »	» »
Сумма . . . . .	100,30	100,17	100,30	99,81	100,47
Qz . . . . .	0,69	—	—	—	—
Or . . . . .	3,06	3,06	2,78	0,56	0,56
Ab . . . . .	18,34	18,86	17,82	18,34	23,58
Ne . . . . .	—	—	—	—	—
An . . . . .	23,77	24,19	25,30	39,48	36,97
Di . . . . .	23,27	24,13	22,93	14,74	15,23
Hy . . . . .	20,26	17,97	15,35	9,63	—
Ol . . . . .	—	3,81	9,14	14,66	20,55
Mt . . . . .	5,39	5,32	2,09	0,46	1,39
Pl . . . . .	4,53	2,09	4,41	1,52	1,67
Ap . . . . .	0,67	0,67	0,34	—	0,17
Ct . . . . .	—	—	—	—	—
Остаток . . . . .	0,18	0,10	0,09	0,30	0,22
Сумма . . . . .	100,16	100,20	100,25	99,69	100,34
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	2,74	2,76	2,66	2,33	2,94
FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,554	0,558	0,514	0,499	0,511
Суммарное содержание полевых шпатов . . . . .	45,17	46,11	45,90	58,38	61,11
% An . . . . .	52,6	52,4	55,1	67,6	60,5

17	18	19	20*	21	22	23*	24*
47,77	46,43	46,59	46,53	48,42	47,32	49,28	39,14
18,52	10,91	15,19	14,31	13,97	16,68	15,98	12,23
1,49	3,15	2,96	3,16	4,17	2,63	4,11	5,28
7,31	10,26	9,89	9,81	9,57	8,67	7,94	8,02
0,14	0,09	0,18	0,18	0,17	0,16	0,19	0,20
9,88	11,08	8,74	9,54	4,61	5,43	4,44	12,86
11,32	10,09	10,02	10,32	8,86	11,27	9,55	13,11
2,55	3,16	3,01	2,85	3,30	3,08	3,47	3,95
0,12	0,54	0,96	0,84	1,29	0,79	1,26	1,23
0,31	0,66	0,05	0,08	0,84	0,23	0,39	0,48
0,11	0,15	He обн.	He обн.	0,42	0,17	0,53	0,16
0,07	0,67	0,29	0,28	0,91	0,53	0,23	0,58
0,71	2,59	2,26	2,28	3,25	3,09	3,06	2,54
He опр.	0,00	0,06	0,06	He опр.	He опр.	0,02	He опр.
» »	He опр.	He опр.	He опр.	» »	» »	He опр.	» »
» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »
» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	0,13
» »	0,07	» »	» »	» »	» »	» »	He опр.
100,30	99,85	100,20	100,24	99,78	100,05	100,45	99,91
—	—	—	—	0,84	—	—	3,18 (Cs)
0,56	3,34	5,56	5,28	7,78	5,00	7,50	4,11 (Ks)
21,48	23,84	20,96	20,04	27,77	25,68	92,34	—
—	1,56	2,27	2,20	—	0,28	—	18,18
38,64	13,90	25,30	23,63	19,46	29,19	24,32	11,95
13,79	25,31	18,51	20,89	15,49	19,04	17,97	30,60
1,68	—	—	—	12,88	—	6,43	—
19,93	19,97	18,21	18,48	—	9,68	1,83	17,16
2,09	4,64	4,41	4,53	6,03	3,71	6,03	7,66
1,37	4,86	4,26	4,41	6,23	5,93	5,78	4,86
0,17	1,68	0,67	0,67	2,02	1,34	0,34	1,34
—	—	—	—	—	—	—	0,30
0,42	0,88	0,11	0,14	1,26	0,40	0,92	0,64
100,13	99,98	100,26	100,27	99,76	100,25	100,46	99,98
2,67	3,70	3,97	3,69	4,59	3,87	4,73	5,18
0,471	0,548	0,595	0,576	0,749	0,675	0,731	0,509
60,68	41,08	51,82	48,95	55,01	59,87	61,16	—
63,7	33,8	48,8	48,3	35,4	48,8	39,8	—

## Примечания к табл. 2

### *Кварцевый долерит, карьер Палоло, Гонолулу, Оаху*

1. Уэнтуорт и Винчелл [275]. № 10398. Аналитик Ф. А. Гоньер.
2. Куно и др. [134]. № НК 52100402а. Аналитик К. Нагашима.
3. Тилли [226]. № 48589. (Коллекция Кембриджского университета.) Аналитик Дж. Х. Скун. Сборы У. Л. Грина.

### *Гиперстеновый базальт, поток Мауна-Лоа 1887 г., остров Гавайи*

4. Вашингтон [265]. Аналитик Х. С. Вашингтон. Содержание  $TiO_2$ , по-видимому, завышено [см. 303].
5. Тилли и Скун [232]. № 57374. (Коллекция Кембриджского университета.) Поток, пересекающий шоссе в юго-западном ущелье Мауна-Лоа. Аналитик Дж. Х. Скун.

### *Толеит, доисторический поток Килауэа, карьер Национального парка, Гавайи*

6. Пауэрс [181]. № 3. Аналитик Дж. Дж. Фахи (возможна ошибка в определении щелочей).
7. Муир, Тилли и Скун [166]. № 57358. (Коллекция Кембриджского университета.) Аналитик Дж. Х. Скун.

### *Толеит, поток Килауэа 1960 г., Гавайи*

- 7а. Муир и Тилли [165]. Тахилит. Выбросы раннего извержения 1960 г. (13 января). № 66158. (Коллекция Кембриджского университета.) Аналитик Дж. Х. Скун.

### *Оливиновый толеит, поток Килауэа 1921 г., Гавайи*

8. Пауэрс [181]. Поток пахоэхоэ, южный край потока из кратера Килауэа. Аналитик Л. Дж. Ричардсон.
9. Макдональд и Итон [153]. Повторный анализ образца № 8, так как из-за несоответствия данных первого анализа с минералогическим составом было сделано предположение, что он выполнен неправильно. (Письменное сообщение Пауэрса Макдональду и Итону [153].) Аналитик Л. Н. Таррант.
10. Тилли [227]. Волосы Пеле, пустыня вблизи зоны разлома 1919 г., к юго-западу от Халемаумау. Собрано Т. А. Джеггером. Аналитик Дж. Х. Скун.
11. Тилли [227]. Тахилит с западного края кальдеры Килауэа. 5000 футов на юг-юго-запад от вулканической обсерватории. Аналитик Дж. Х. Скун.
12. Тилли [227]. 4000 футов на юго-восток от вулканической обсерватории. Аналитик Дж. Х. Скун.
13. Тилли [227]. 2,1 мили к юг-юго-западу от вулканической обсерватории, Килауэа. Аналитик Дж. Х. Скун.
14. Муир, Тилли и Скун [166]. Хребет выдавливания на южном гребне кратера Килауэа у дороги в 1,4 мили к югу от вулканической обсерватории, Килауэа. Аналитик Дж. Х. Скун. № 57364. (Коллекция Кембриджского университета.)

### *Высокоглиноземистый базальт, поток Уорнер, нагорье Медисин-Лейк, Калифорния*

15. Андерсон [7]. № 127ML 295. Аналитик У. Х. Хердсман. Согласно опубликованным данным, место взятия образца расположено в 4 милях к юго-востоку от Ист-Санд-Бьютт, графство Модок, Калифорния. Эта точка находится за пределами данной карты, и Андерсон (устное сообщение 1960 г.) указывает, что место взятия образца находится у дороги в 1 миле на юго-восток от места пересечения юго-восточной дороги с широтной

дорогой, параллельной  $41^{\circ}41'$  с. ш., и вблизи Литл-Санд-Бьютт. Необходимо отметить различное положение места пересечения дорог на карте Андерсона и на карте Геологической службы США, лист: Гора Тимбер (1952 г.).

16. Повторный анализ образца № 15. Аналитик Дж. Х. Скун. № 65998. (Коллекция Кембриджского университета.)
17. Коллекция Кембриджского университета. № 67549. 0,5 мили на северо-запад от Тионеста в железнодорожной выемке. Лист T44N R6E квадр. 18, гора Тимбер, графство Модок, Калифорния. Собрано К. У. Честерманом. Аналитик Дж. Х. Скун.

#### *Щелочной базальт, Хуалалаи, Гавайи*

18. Вашингтон [265]. Лава 1801 г., из места пересечения потоком дороги. Лава без ксенолитов. Аналитик Х. С. Вашингтон.
19. Коллекция Кембриджского университета. № 57357. Лава 1801 г. Аналитик Дж. Х. Скун.
20. Коллекция Кембриджского университета. № 65992. Доисторический поток. Север Кеаухоу. № FM10, собрано Д. Д. Фрэзером. Аналитик Дж. Х. Скун.

#### *Окисленный гавайит, Папалеле-Галч, Мауна-Кеа, Гавайи*

21. Вашингтон [264]. Афировый андезитовый базальт. Высота 900 футов. Аналитик Х. С. Вашингтон.
22. Вашингтон [264]. Базальт с вкрапленниками полевых шпатов. Высота 900 футов. Аналитик Х. С. Вашингтон.
23. Коллекция Кембриджского университета. № 60464. Аналитик Дж. Х. Скун. Собрано Д. А. Макдональдом.

#### *Оливиновый нефелинит, Оаху*

24. Коллекция Кембриджского университета. № 19165. Дайка в Пали. Собрано У. Л. Грином. Аналитик Дж. Х. Скун.

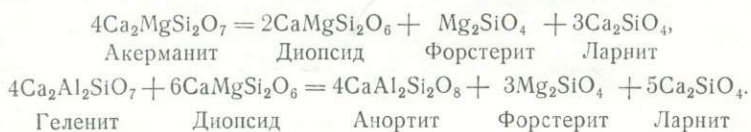
---

базанитам. В случае отсутствия нефелина (или лейциты) щелочные базальты могут быть диагностированы по составу пироксена и полевого шпата. Пироксен в них представлен высококальциевым авгитом или титанавгитом [278] с тенденцией к обогащению натрием или алюминием и окисным железом, или и тем и другим [289]. Гиперстен не встречается, и структуры распада твердых растворов с его вростками, весьма характерные для моноклинных пироксенов из толеитов, отсутствуют. Плагноклаз соответствует приблизительно составу  $Ap_{50}$  и по периферии может быть окаймлен зоной кальциевого анортотклаза. В некоторых щелочных базальтах в качестве самостоятельной фазы может присутствовать санидин. Оливин встречается как в виде фенокристаллов, так и в основной массе; однако реакционные соотношения с жидкостью с образованием авгита наблюдаются редко [см. 208]. Щелочные базальты почти всегда представлены полнокристаллическими породами, мезостази которых обычно слегка цеолитизирован, а стекло присутствует исключительно редко. Хотя какие-либо точные границы установить невозможно, обычно содержание  $Na_2O + K_2O$  в щелочных базальтах превышает 3%. Экспериментально исследовался один безнефелиновый щелочной базальт (№ 20, табл. 2), но с нормативным нефелином.

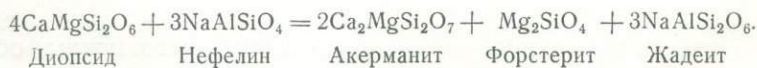
Дополнительно был изучен окисленный гавайит (№ 23, табл. 2), который рассматривается в качестве деривата щелочного базальта. По нормативному составу в нем должен быть гиперстен, но реально присутствующий пироксен диопсидового типа. Содержание нормативного гиперстена зависит от степени окисления; этот вопрос более детально будет рассмотрен ниже (см. раздел по реакциям окисления).

По мере дальнейшего продвижения мы попадаем на грань тетраэдра Ne—Ol—Cpx, которая соответствует нефелиновым базальтам, или, точнее, оливиновым нефелинитам, из-за отсутствия плагиоклаза, главного минерала базальтов. В составе некоторых оливиновых нефелинитов (№ 24, табл. 2) в качестве нормативных минералов присутствуют Ап и в незначительном количестве Cs (ларнит). Анортит, по-видимому, в небольшом количестве содержится в виде твердого раствора в нефелине [см. 24], но главным образом в виде твердого раствора кальциевой молекулы Чермака в моноклинном пироксене. Cs может быть также связан с молекулой Чермака в высококальциевом титансодержащем моноклинном пироксене. Образцы высококальциевых моноклинных пироксенов со значительным содержанием нормативного ларнита были взяты из пород, развитых в Скаут-Хилл [230], Альбанских горах [272] и Нирагонго, Конго [197]. Роль молекулы Чермака в пироксенах в образовании щелочных пород выяснена еще не полностью [см. 53].

В пределах группы щелочных базальтов выделяется ассоциация мелилитовых базальтов, которые более точно следует называть мелилит-оливиновыми нефелинитами. Нормативный состав мелилит-оливиновых нефелинитов не может быть полностью нанесен на обобщенный базальтовый тетраэдр. При пересчете на нормативный состав мелилит содержит большое количество ларнита (Cs):

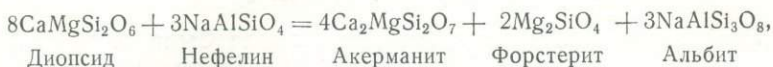


Боуэн [27], а позднее Шерер, Яги и Йодер (устное сообщение, 1961) показали, что мелилит появляется с жидкостью и среди конечных продуктов составов в сечении Ne—Di. Для объяснения присутствия мелилита Боуэн [27] предложил следующую схему реакции:



В моноклинном пироксене мелилитсодержащих лав содержание жадеитовой молекулы недостаточно для того, чтобы можно было

считать эту реакцию основным источником мелилита. Более вероятно, что образование мелилита происходит по следующей схеме:



где «альбитовая» молекула находится в виде твердого раствора в нефелине [см. 89]. Третий возможный источник мелилита — присутствие молекулы натрового мелилита, так же как и молекулы альбита, в виде твердого раствора в нефелине:



Мелилиты со значительным содержанием молекулы натрового мелилита —  $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$ <sup>1</sup> — были взяты из Альбано, Италия [231], Айрон-Хилл, Колорадо [138], и Нирагонго, Конго [197]. Результаты дальнейшего исследования должны быть сообщены Геофизической лабораторией; эти данные могут помочь выяснить роль мелилита в щелочных породах.

### *Места взятия образцов*

Изучавшиеся породы отобраны главным образом на острове Гавайи (фиг. 3). Этот район расположен в океаническом бассейне на значительном расстоянии от континента. На территории острова могли быть отобраны необходимые для исследований свежие образцы разнообразных базальтов из близко расположенных кратеров. Кроме сведений о длительной деятельности вулканов на Гавайи, имелись данные о физико-химических свойствах некоторых магм. Наконец, эрозией здесь обнажены большие участки куполов, что позволяет установить последовательность извержений.

Для исследования был взят также свежий образец высокоглиноземистого непорфирового базальта из потоков нагорья Медисин-Лейк, Калифорния. Для этого базальта имеется достаточно полное описание физических и химических свойств.

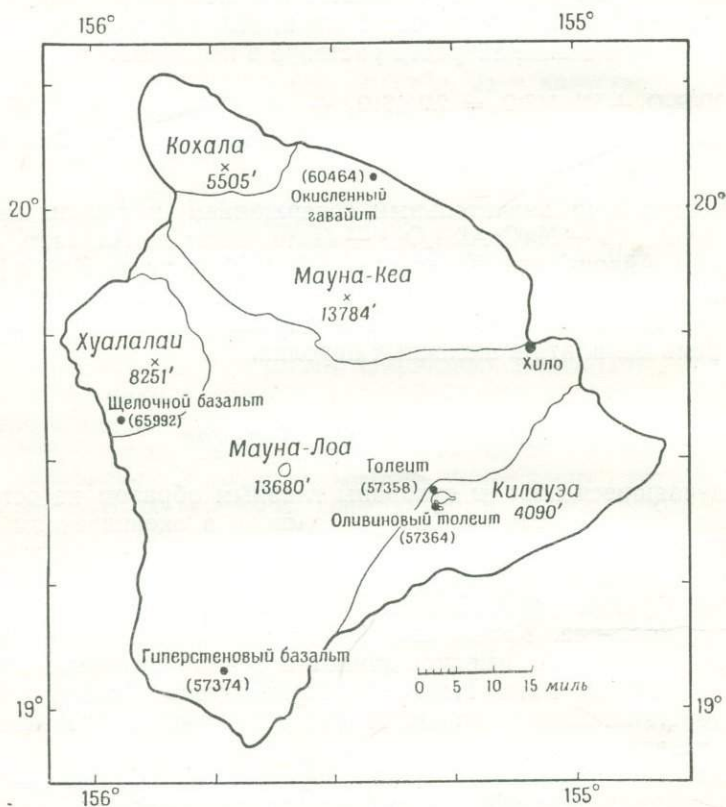
---

<sup>1</sup> Норс и Миджлей [170] сообщили о синтезе натрового мелилита —  $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$ ; однако проверка приведенных ими данных рентгеновского изучения этого минерала показала, что его межплоскостные расстояния соответствуют смеси нефелина и псевдоволластонита. В опытах со стеклами состава натрового мелилита были получены только нефелин + волластонит (псевдоволластонит) (Шерер и Иодер, устное сообщение, 1961).

## ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

### *Кварцевый долерит (№ 48589), дайка Палоло, Гонолулу, Оаху (№ 3, табл. 2)*

Эта дайковая порода в карьере Палоло была описана Уэнтуортом и Винчеллом [275], а затем Куно и др. [134]. Образец, изучавшийся Куно, очень сходен по данным химического анализа (№ 2, табл. 2) и петрографическим особенностям с образцом



Фиг. 3. Карта острова Гавайи с указанием мест взятия образцов, исследовавшихся в данной работе.

первых двух исследователей. Порода сложена плагиоклазом, авгитом, пижонитом, гиперстеном, небольшим количеством реликтового оливина, магнетитом, ильменитом, интерстициальным гранофировым материалом, состоящим из сростков кварца, тридимита, щелочного полевого шпата типа анортотклаза и иголок апатита.

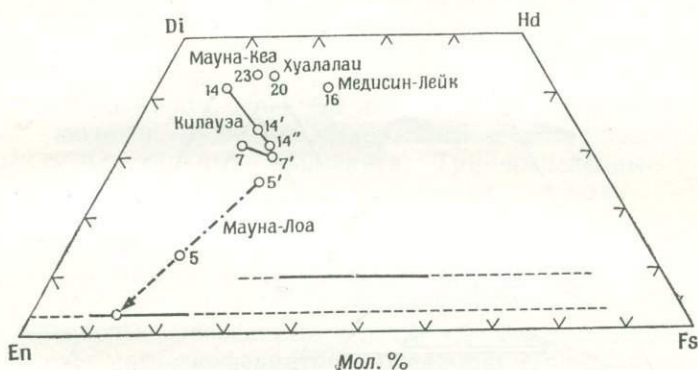
Тридимит и кварц могут присутствовать в виде сравнительно крупных отдельных табличек в промежутках между плагиоклазами и пироксенами; вместе с ними отмечается также и кристобалит.

Структура типично субофитовая. Гиперстен с каемкой пижонита является обычным минералом; в нем встречаются редкие остаточные зерна оливина. Авгит и пижонит образуют самостоятельные выделения. Количественный состав их по Куно следующий (в %): плагиоклаз ( $Ap_{65-43}$ ) — 43,6, пироксены (вместе с небольшим количеством оливина) — 33,9, окислы железа — 3,4 и интерстициальный гранофировый материал — 19,1.

Обращает на себя внимание низкое нормативное содержание  $Ap$  и высокое содержание кремнезема по данным химического анализа, что позволяет допустить близость породы к толентовым андезитам, но без свойственного последним обогащения железом.

**Гиперстеновый базальт (№ 57374), лава Мауна-Лоа 1887 г.; поток, пересекающий дорогу в юго-западном ущелье Мауна-Лоа (№ 5, табл. 2)**

Эта порода описана Муиром и Тилли [165]. Она состоит из плагиоклаза ( $Ap_{62-57}$ ), оливина ( $Fe_{13}$ ), гиперстена ( $Fs_{17-26}$ ),



Фиг. 4. Диаграмма содержания  $Ca-Mg-\Sigma Fe$  в анализировавшихся пироксенах из образцов, использованных в работе.

Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов пироксенов в табл. 3, извлеченных из пород, анализы которых приведены в табл. 2. Жирные линии, соответствующие среднему гиперстену (нижняя) и среднему пижониту (верхняя), проведены по данным Брауна [47] и Муира и Тилли [163].

окаймленного пижонитом, и зонального субкальциевого авгита, меняющегося по составу от  $Ca_{20}Mg_{58}Fe_{22}$  до  $Ca_{30}Mg_{39}Fe_{31}$  по данным оптических измерений. Были проанализированы оба пироксена [165] и данные нанесены на фиг. 4. Один из анализи-

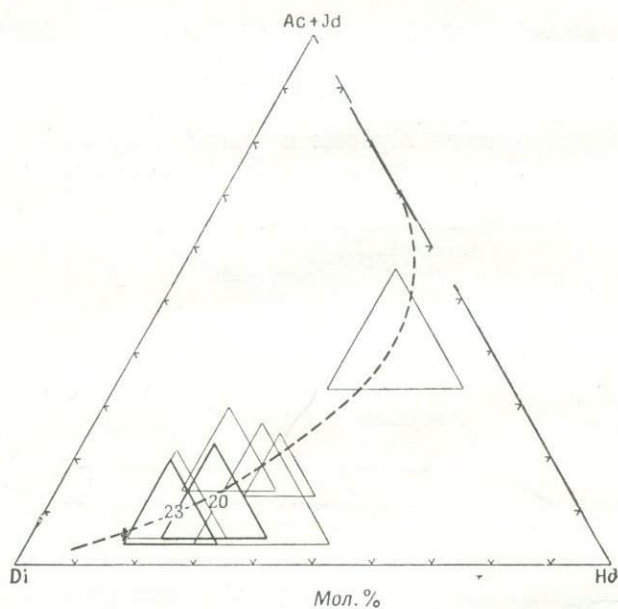
ровавшихся пироксенов представлен субкальциевым авгитом, другой — смесью гиперстена и пижонита с небольшой примесью субкальциевого авгита.

Оливин присутствует в виде рассеянных фенокристаллов, а пироксены и плагиоклазы — в виде микрофенокристаллов в основной массе, сложенной субкальциевым авгитом, плагиоклазом, гиперстеном, окаймленным пижонитом, рудными минералами (магнетитом, ильменитом) и небольшим количеством мутного коричневого интерстициального стекла.

Эта порода упоминалась Тилли [228] при описании гиперстена из гавайских базальтов.

**Толит (№ 57358), доисторический поток Килауэа, карьер в Национальном парке, Килауэа (№ 7, табл. 2)**

Исследовавшийся образец представлен типичным толитом с субофитовой и интерсертальной структурой. Несмотря на при-



Фиг. 5. Пироксены из щелочного базальта (№ 20) и окисленного гавайита (№ 23) в сравнении с пироксенами, описанными Яги [289].

При нанесении анализов на диаграмму использовалась новая схема пересчета, изложенная в тексте. «Треугольники невязки» обусловлены наличием молекул Чермака и титанавгита. Пунктирная кривая — линия фракционирования щелочных пироксенов по Яги.

сутствие фенокристаллов оливина, порода в основном относится к насыщенному типу (только 1,92% нормативного кварца). Данные анализы впервые приведены Йодером и Тилли [302].

Были проанализированы две различные фракции зонального субкальциевого авгита [165], состав которых оказался следующим:  $\text{Ca}_{31,8}\text{Mg}_{50,9}\Sigma\text{Fe}_{17,3}$  и  $\text{Ca}_{29,9}\text{Mg}_{47,5}\Sigma\text{Fe}_{22,6}$ ; эти составы нанесены на фиг. 5. Плагноклаз имеет состав  $\text{Ap}_{52-49}$ , а оливин —  $\text{Fa}_{20}$ .

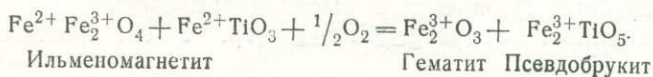
**Толейт (№ 66158), самая ранняя лава 1960 г. (13 января), Капохо, восточная трещинная зона Килауэа, Гавайи (№ 7а, табл. 2)**

Образец представлен пузырчатым тахилитом, показатель преломления стекла которого равен 1,610, с авгитом, плагноклазом (лабрадором) и небольшим количеством оливина. Крупные зерна этих минералов имеют размеры от  $\frac{3}{4}$  до 1 мм в диаметре; наиболее распространен пироксен. Плагноклаз и авгит с магнетитом встречаются также в виде кристаллов значительно меньших размеров в тахилитовой основной массе. Состав этой породы почти полностью сходен с составом лавы 28 марта 1955 г. (поток Кехена), приведенного Тилли [227, табл. 4, № 76].

**Оливиновый толейт (№ 57364), лава Килауэа 1921 г., в 2,25 км южнее вулканической обсерватории, Килауэа (№ 14, табл. 2)**

Эта порода была описана Муиром и Тилли [165]. Она послужила объектом первого экспериментального изучения базальтов [301]. В ней присутствует заметное количество фенокристаллов оливина ( $\text{Fa}_{16}$ ), размером до 2,5 мм в длину, в основной массе (со средним размером зерен 0,2 мм), сложенной плагноклазом ( $\text{Ap}_{57-50}$ ), авгитом, рудными минералами и интерстициальным стеклом с пластинками ильменита. Три выделенные и проанализированные фракции пироксенов имеют состав:  $\text{Ca}_{41,3}\text{Mg}_{48,4}\Sigma\text{Fe}_{10,5}$ ,  $\text{Ca}_{34,2}\text{Mg}_{46,9}\Sigma\text{Fe}_{18,9}$  и  $\text{Ca}_{31,5}\text{Mg}_{47,0}\Sigma\text{Fe}_{21,5}$ ; эти данные нанесены на фиг. 4.

Рудные минералы представляют особый интерес при выяснении состава первичных окисных фаз и природы явлений скисления. Некоторые рассеянные рудные включения в оливинах представлены магнезиоферритом, содержащим, по-видимому, некоторое количество  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [171] и окаймленным магнетитом. Вне оливинов, в стекле и в других участках зерна рудных минералов представлены магнетитом. Более крупные зерна обычно более титанистые, и в них в виде твердого раствора может присутствовать ильменит. Реакции окисления магнетита с образованием гематита и псевдобрукита можно наблюдать на стенках пустот. Эта реакция проходит, по-видимому, по следующей схеме:



Другие явления окисления, такие, как образование каемок магнетита вокруг оливина, будут рассмотрены более детально ниже.

✓ **Высокоглиноземистый базальт (№ 65998), поток Уорнер, графство Модок, нагорье Медисин-Лейк, Калифорния (№ 16, табл. 2)**

Непорфировый, богатый оливином высокоглиноземистый базальт был вначале описан Андерсоном [7] с приведением данных химического состава (№ 15, табл. 2). Этот же образец повторно анализировался Скуном (№ 16, табл. 2), который, кроме того, выполнил анализ образца базальта из потока Уорнер из коллекции К. У. Честермана (№ 17, табл. 2).

Оливин, плагиоклаз, авгит и магнетит образуют ассоциацию с субофитовой или диктитакситовой структурой. Был проанализирован моноклинный пироксен, состав которого оказался следующим:  $\text{Ca}_{41,6}\text{Mg}_{33,0}\Sigma\text{Fe}_{25,4}$  (ср. с его положением на фиг. 4). Нормативный состав породы очень близок к реальному.

**Щелочной базальт (№ 65992), доисторический поток, север Кеаухоу, Хуалалаи, Гавайи (№ 20, табл. 2; коллекция Г. Д. Фрэзера)**

Это типичный щелочной оливиновый базальт, обогащенный зернистым агрегатом оливина в виде микрофенокристаллов в основной массе, сложенной авгитом, плагиоклазом и магнетитом. Был выделен и проанализирован высококальциевый авгит, состав которого:  $\text{Ca}_{43,5}\text{Mg}_{40,0}\Sigma\text{Fe}_{16,5}$  (ср. с его положением на фиг. 4 и 5).

**Окисленный гавайит (№ 69464), ущелье Папалеле, близ шоссе, северо-восточнее Мауна-Кеа, Гавайи (№ 23, табл. 2; коллекция Г. А. Макдональда)**

Эта порода недавно была описана Муиром и Тилли [164]. В ней в виде заметных фенокристаллов присутствуют плагиоклаз и авгит. Оливин встречается как в виде редких фенокристаллов, так и в составе основной массы вместе с плагиоклазом, внешние зоны которого сложены известковистым анортотклазом, авгитом, магнетитом и ильменитом, частично замещенным псевдобрुकитом. Оливин имеет состав  $\text{Fe}_{44-56}$  (по оптическим свойствам), а состав высококальциевого авгита по данным анализа:  $\text{Ca}_{43,9}\text{Mg}_{42,3}\Sigma\text{Fe}_{13,8}$  (ср. с его положением на фиг. 4 и 5).

*Оливиновый нефелинит (нефелиновый базальт, № 19165);  
дайка в Пали близ Гонолулу, Оаху (№ 24, табл. 2)*

Микрофенокристаллы оливина и титанавгита заключены в основной массе, сложенной титанистым авгитом, нефелином и магнетитом. Ни перовскит, ни мелилит в шлифах не установлены. Микрофенокристаллы оливина содержат мелкие включения полупрозрачной коричневато-зеленой шпинели. Эта порода является одной из разновидностей серии Гонолулу, петрографическое описание которой с большим количеством анализов было выполнено Винчеллом [281]. Новый анализ очень сходен с анализом нефелинового базальта потока нижнего Нууану [281].

### СОСТАВ ПИРОКСЕНОВ

При определении базальтов как типа породы основное внимание обращается на плагиоклаз; однако дальнейшее подразделение их проводится по пироксенам. В породах толеитовой группы пироксены представлены субкальциевым авгитом, гиперстеном (или пижонитом) или обоими сразу, тогда как в породах группы щелочных базальтов присутствуют высококальциевый авгит или титанавгит. Из большей части описанных выше базальтов были выделены и проанализированы пироксены; свойства этих пироксенов важны в понимании генезиса базальтов. В табл. 3 приведены анализы выделенных пироксенов и молекулярные соотношения Ca, Mg и  $\Sigma\text{Fe}$ , взятые из табл. 4 и нанесенные на фиг. 4.

Нормативные составы пироксенов магматических пород представляют особый интерес в связи с нормативным базальтовым тетраэдром; пересчеты их приведены в табл. 5. Присутствие ОI в нормативном составе гиперстена (№ 5), а также и в других пироксенах обусловлено наличием твердого раствора молекулы Чермака. Нормативный Ne отмечается в пироксенах из критически недосыщенных щелочных базальтов (№№ 20 и 23).

Стандартное изображение пироксенов в системе Di—Hd—En—Fs с использованием отношений Ca, Mg,  $\Sigma\text{Fe}$  ( $\Sigma\text{Fe} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$ ) показано на фиг. 4. На фигуре ясно видна субкальциевая природа пироксенов из толеитов. Благодаря резко выраженной зональности пироксенов из толеитов возможно их фракционное разделение. Необходимо отметить, что пироксены, выделенные из лавы Килауэа 1921 г., не просто смеси, а вполне обособленные минералы, четко различающиеся своим химизмом. Гиперстен из лавы Мауна-Лоа 1887 г. выделить без примеси сосуществующего авгита не удалось. Для определения более вероятного его состава была использована диаграмма (см. стрелку на фигуре). Ориентировка соединительной (штрих-

Таблица 3

Пироксены из пород, приведенных в табл. 2<sup>1</sup>

	5	5'	7	7'	14	14'	14''	16	20	23
SiO <sub>2</sub>	53,18	53,00	51,94	51,06	50,85	50,53	49,98	49,05	48,61	49,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,97	5,30	4,09	4,60	3,09	3,82	5,37	4,38	4,80	4,60
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,95	0,85	1,07	0,86	1,37	1,44	1,61	1,91	1,44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He	He	He	He	0,64	0,18	0,18	He	0,09	—
	опр.	опр.	опр.	опр.				обн.		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	1,14	0,89	1,14	1,23	1,20	0,20	2,51	2,75	1,92
FeO	10,70	11,21	9,39	11,78	5,25	9,80	12,32	12,32	7,14	6,55
MnO	0,24	0,22	0,24	0,21	0,15	0,23	0,22	0,38	0,20	0,18
MgO	24,80	15,65	17,24	15,23	16,88	16,03	15,67	10,79	13,42	14,21
CaO	6,65	10,81	15,05	13,46	20,38	16,28	14,73	19,05	20,38	20,66
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,96	0,47	0,80	0,34	0,42	0,41	0,81	0,63	0,57
K <sub>2</sub> O	0,01	0,25	0,04	0,11	0,04	0,07	0,08	0,05	0,11	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He	He	0,02	0,01	He	He	He	He	He	He
	опр.	обн.			опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He	0,12	0,12	0,03	0,08	0,15	He	He	0,03	0,10
	обн.						обн.	обн.		
Сумма	100,44	99,61	100,34	99,50	99,79	100,08	100,60	100,95	100,07	99,90
Ca	13,3	25,5	31,8	29,9	41,3	34,2	31,5	41,6	43,5	43,9
Mg	69,4	51,6	50,9	47,5	48,4	46,9	47,0	33,0	40,0	42,3
Σ Fe	17,3	22,9	17,3	22,6	10,3	18,9	21,5	25,4	16,5	13,8

<sup>1</sup> Из пород 5 и 7 было выделено и проанализировано по два пироксена, из породы 14 — три пироксена. — *Прим. перев.*

Таблица 4

Формулы пироксенов, анализы которых приведены в табл. 3;  
пересчет произведен на 6 атомов кислорода<sup>1</sup>

	5	5'	7	7'	14	14'	14''	16	20	23
Si	1,898	1,941	1,902	1,896	1,876	1,875	1,847	1,850	1,816	1,845
Al	0,102	0,059	0,098	0,104	0,124	0,125	0,153	0,150	0,184	0,155
Al	0,065	0,170	0,078	0,097	0,009	0,025	0,082	0,045	0,027	0,046
Ti	0,015	0,026	0,024	0,031	0,024	0,038	0,040	0,045	0,054	0,040
Cr	—	—	—	—	0,017	0,004	0,004	—	0,004	—
Fe <sup>3+</sup>	0,004	0,031	0,026	0,031	0,035	0,036	0,004	0,072	0,079	0,053
Fe <sup>2+</sup>	0,319	0,343	0,288	0,366	0,162	0,316	0,378	0,387	0,223	0,203
Mn	0,007	0,007	0,006	0,007	0,004	0,007	0,007	0,011	0,007	0,004
Mg	1,329	0,859	0,946	0,850	0,945	0,894	0,868	0,611	0,751	0,793
Ca	0,255	0,424	0,592	0,536	0,805	0,648	0,583	0,770	0,816	0,824
Na	0,009	0,070	0,031	0,058	0,022	0,027	0,027	0,059	0,045	0,040
K	—	0,013	0,002	0,004	—	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004
Z	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
X + Y	2,00	1,94	1,99	1,98	2,02	2,00	2,00	2,02	2,01	2,01

<sup>1</sup> См. примечание к табл. 3.

Нормативный состав пироксенов из табл. 3<sup>1</sup>

	5	5'	7	7'	14	14'	14''	16	20	23
Qz	—	1,02	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	—	1,67	0,28	0,56	0,28	0,42	0,56	0,28	0,56	0,56
Ab	1,57	7,86	3,67	6,81	2,88	3,14	3,14	6,81	2,94	2,88
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	1,24	1,00
An	10,01	9,45	9,13	8,62	6,67	8,55	12,79	8,20	10,01	9,73
Di	18,44	35,68	52,69	47,00	74,62	58,14	48,82	70,46	72,45	73,74
Hu	62,28	40,34	27,14	27,77	3,48	19,88	21,92	1,38	—	—
Ol	6,50	—	4,43	5,06	7,43	5,20	10,11	7,05	5,01	6,29
Il	1,22	1,82	1,59	1,98	1,59	2,58	2,74	3,04	3,65	2,74
Mt	0,23	1,62	1,39	1,62	2,78	2,09	0,46	3,71	4,18	2,78
Остаток	—	0,12	0,14	0,04	0,08	0,15	—	—	0,03	0,10
Сумма	100,25	99,58	100,46	99,46	99,81	100,15	100,54	100,93	100,07	99,82

<sup>1</sup> См. примечание к табл. 3.

пунктирной) линии для кажущихся совместно сосуществующих пироксенов лавы Мауна-Лоа 1887 г. позволяет считать, что они не равновесны [ср. 47]. Гиперстен встречается как в виде хорошо заметных фенокристаллов, так и в виде мелких выделений, соизмеримых с размерами минералов основной массы. Это свидетельствует о том, что кристаллизация гиперстена происходила до выделения основного количества субкальциевого авгита (этот факт представляет особый интерес в связи с тем, что при экспериментах с природными лавами Орх и Срх появляются при одной и той же температуре). Если нормальная ориентировка соединительной линии может быть принята для авгита такой, как в лаве 1887 г., тогда сосуществующий пироксен должен был бы быть пижонитом. Было установлено, что гиперстен в лаве Мауна-Лоа 1887 г. окаймлен пижонитом<sup>1</sup>. Соотношение гиперстена и пижонита и общий ход кристаллизации магмы должны рассматриваться в свете экспериментальных данных.

Характер расположения пироксенов из щелочного базальта и окисленного гавайита на фиг. 4 приводит к ошибочному представлению, что в нормативном составе их присутствует гиперстен; однако это связано с особенностями диаграммы. При нанесении на диаграмму Са—Mg—ΣFe весь Mg включается в

<sup>1</sup> Не следует путать обрастание гиперстена пижонитом с авгитовой оточкой вокруг гиперстена за счет реакции с жидкостью.

группу  $Y$  при общей структурной формуле  $XYZ_2O_6$ . Если часть  $Mg$  (или  $Fe$ ) не входит в группу  $X$  в количестве, необходимом для заполнения вакантных позиций, то сумма  $Mg$  и  $\Sigma Fe$  будет превышать  $Ca$  в группе  $Y$ .

Пироксены из щелочных базальтов и производных пород могут быть охарактеризованы более точно по способу, сходному со способом, предложенным Яги [289]. Нижеописанный метод, значительно отличающийся от предложенного Яги, принят при распределении атомов по главным конечным членам пироксенов:  $Di$ ,  $Hd$ ,  $Ac$ ,  $Jd$ ,  $Tsch$ .

1.  $Al$  (и  $Fe^{3+}$ , если требуется) совместно с  $Si$  включается в группу  $Z$ .

2.  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$  совместно с необходимым количеством  $Mg$  (и  $Fe^{2+}$ , если требуется) входят в группу  $X$ .

3. Оставшееся количество  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mg$ ,  $Al$  и  $Mn$ ,  $Ti$  образуют группу  $Y$ .

4.  $Na+K$  относят к  $Jd+Ac$ . Соответственно с ними могут быть связаны эквивалентные количества  $Al+Fe^{3+}$  из группы  $Y$  и удвоенное количество  $Si$  из группы  $Z$ .

5.  $Al$  (и  $Fe^{3+}$ ) из группы  $Z$  связывают в составе  $Tsch$ . Соответственно к нему могут быть отнесены эквивалентные количества  $Mg$  (и  $Fe^{2+}$  или  $Ca$ , если необходимо) из группы  $X$ ,  $Al$  (и  $Fe^{3+}$  в случае необходимости) из группы  $Y$  и  $Si$  из группы  $Z$ . Когда  $Al$  (и  $Fe^{3+}$ ) в группе  $Z$  превышают оставшееся количество  $Al+Fe^{3+}$  в группе  $Y$ , дефицит восполняется  $Ti$  и эквивалентным ему количеством  $Mg$  (или  $Fe^{2+}$ ), замещающими два  $Al$  (или  $Fe^{3+}$ ).

6.  $Fe^{2+}$  и  $Mn$  в группе  $Y$  рассматриваются как  $Hd$ . К ним приписывают эквивалентное количество  $Ca$  из группы  $X$  и удвоенное количество  $Si$  из группы  $Z$ .

7.  $Mg$  из группы  $Y$  связывается в составе  $Di$ . Вместе с ним в состав  $Di$  включается эквивалентное количество  $Ca$  из группы  $X$  и удвоенное количество  $Si$  из группы  $Z$ .

Анализы пироксенов редко удовлетворяют условию полного насыщения атомами соответствующих групп. Ясно, что тот или

Таблица 6

	$X (= 100)$ ( $Na_5Ca_{82}Mg_{13}$ )	$Y (= 100)$ ( $Mg_{62}Fe_{22}^{2+}Fe_8^{3+}Ti_5Al_3$ )	$Z (= 200)$ ( $Al_{18}Si_{182}$ )
$Ac + Jd$	$Na_5$	$Fe_5^{3+}$	$Si_{10}$
$Tsch$	$Ca_5Mg_{13}$	$Mg_7Fe_3^{3+}Ti_5Al_3$	$Al_{18}Si_{18}$
$Hd$	$Ca_{22}$	$Fe_{22}^{2+}$	$Si_{44}$
$Di$	$Ca_{55}$	$Mg_{55}$	$Si_{110}$

иной вывод может быть получен в зависимости от принятых условий. На примере пироксена из щелочного базальта из Хуалалаи (№ 20, табл. 3) произведен пересчет на конечные члены в соответствии с вышензложенными приемами (табл. 6).

На основании этого пересчета анализ может быть представлен в виде формулы  $Tsch_{18}(Ac+Jd)_5Hd_{22}Di_{55}$ . Последние три пироксена могут быть нанесены на треугольник, где изображены также «треугольники невязки», сторона которых соответствует содержанию молекул Tsch и титанавгита<sup>1</sup>. Пироксены, изученные Яги, были пересчитаны в соответствии с ранее приведенными условиями и также нанесены на фиг. 5. Каких-либо изменений в общем направлении фракционирования не установлено.

Гиперстен и нефелин в кристаллических породах являются несовместимыми фазами (см. раздел об эклогитах). В результате ошибочного нанесения пироксенов на диаграмму Ca—Mg—Fe Аоки [9] указывает, что первичный пироксен серии щелочных пород имеет в составе нормативный гиперстен; кроме того, он отмечает, что «ромбический пироксен обычно не кристаллизуется в щелочных породах, но иногда после средней стадии он образуется в магме, из которой кристаллизуется керсутит». На последней странице работы (стр. 304) Аоки пишет, что керсутит возникает в результате ассимиляции гранитного материала, а не является нормальным продуктом кристаллизации первичной магмы. Очевидно, ромбический пироксен в изученной им серии щелочных пород также связан с процессом ассимиляции, а не с нормальной кристаллизацией.

<sup>1</sup> На фиг. 5 и далее авторы наносят на треугольную диаграмму пироксены из четырех и более компонентов. Так как сумма трех компонентов, обозначенных в вершинах треугольника, не равна 100%, при независимом нанесении содержания каждого компонента получается не одна точка, а равносторонний треугольник. Очевидно, что сторона этого треугольника в масштабе соответствует разности между 100% и суммой изображенных трех компонентов, т. е., иначе говоря, содержанию четвертого компонента или сумме остальных компонентов, если общее число компонентов больше четырех. Такой метод изображения близок к методу, предложенному В. Н. Лодочниковым («Методы изображения многокомпонентных систем», Изв. Ин-та физ.-хим. ан., II, вып. 2, 1924), который вместо треугольника получал для четвертого компонента одну его сторону — стрезок прямой.

Для обозначения полученных треугольников авторы применили геодезический термин «еггог of closure», что означает невязку периметра при замкнутом ходе. — *Прим. ред.*

# Экспериментальные исследования в безводных условиях

## ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *При атмосферном давлении*

Наиболее ранние систематические исследования особенностей плавления горных пород базальтового состава в «безводных» условиях были выполнены Сосманом и Мервином [218]. Они обертывали небольшие кусочки диабазового силла Палисейд (Грантон, Нью-Джерси) платиновой фольгой и подвешивали их в открытой электрической печи. Исследуемый материал выдерживался при определенной температуре заданное время, а затем закаливался в ртути; фазовый состав образовавшихся при этом продуктов определялся микроскопически. Результаты их исследования в основной своей части приведены в табл. 7. Сосман и Мервин пришли к выводу, что плавление начинается около  $1150^{\circ}\text{C}$  и полное расплавление происходит приблизительно при  $1300^{\circ}\text{C}$ . В небольшом количестве в породе присутствовали также биотит, магнетит и «случайный» оливин; в продуктах эксперимента последний минерал не установлен.

Эти классические опыты, выполненные около полувека назад, действительно явились крупным вкладом в понимание термальной истории базальтов. Они вскрыли ряд серьезных проблем, занимающих внимание экспериментаторов даже и в настоящее время: 1) достижение условий равновесия, 2) критерии начала плавления, 3) контроль за окислением. Сосман и Мервин отметили, что в условиях более длительной выдержки при той же самой температуре количество расплавленного материала увеличивается, причем кристаллы основной массы плавятся прежде более крупных фенокристаллов. Ясно, что из-за грубозернистости пород и непродолжительности опытов условия равновесия ими не были достигнуты. Далее они обратили внимание на трудности в обнаружении небольших количеств стекла — единственного имевшегося в их распоряжении при проведении опытов критерия начала плавления. Проблема окисления пород, кроме того, изучалась Хостеттером [64], который показал влияние окисления при двух данных условиях опыта — температуре и времени (табл. 8). При непродолжительном проведении опытов окисление продуктов на воздухе ( $P_{\text{O}_2} \approx 0,2 \text{ атм}$ ) проявлялось слабо.

Таблица 7

Данные экспериментов по закалке диабаз Палисейд,  
по Сосману и Мервину [218] (дополнительные сведения см. [64])

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{мин}$	Продукты эксперимента	Примечания
1346	Небольшая продолжительность	Стекло	$n_{\text{Gl}} = 1,59 - 1,61$
1302		Немного Pl + Gl <sup>1</sup>	
1250		Pl + Gl	
1225		Pl + Sp + Gl	Pl = 1/3 исходного количества; обломки заключены в стекло
1200		Pl + немного Crx + Gl	$n_{\text{Gl}} = 1,60$ ; Pl изменен только по краям
1175		Pl + Crx + немного Gl	Фенокристаллы Pl и Crx неизменены
1150		Pl + Crx + Y <sup>2</sup>	Небольшое количество пузырей
1101		Pl + Crx + Y	Без оплавления
1052		Pl + Crx + Z <sup>3</sup>	» »
1035		Pl + Crx + Z	» »
953	Pl + Crx + Z	» »	
850	Pl + Crx + Z	» »	
751	Pl + Crx + Z	» »	

<sup>1</sup> Gl — стекло.

<sup>2</sup> Пылеватый желто-коричневый минерал. Не определен.

<sup>3</sup> Красно-коричневый минерал.  $n = 1,74$ . Не определен.

Таблица 8

Окисленность диабаз Палисейд  
при различных условиях [64]

Исследовавшийся материал	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Общее содержание железа в виде Fe
Первичная порода . . .	8,74	1,51	7,85
Стекло <sup>1</sup> . . . . .	6,08	4,54	7,91
Стекло перекристаллизованное <sup>2</sup> . . . . .	7,59	2,90	7,93

<sup>1</sup> Первичная порода, нагретая в течение нескольких минут при атмосферном давлении до 1346°.

<sup>2</sup> Медленно охлажденное до 1225° в расплавленном олове.

Таблица 9

Характер кристаллизации стекла ( $n = 1,583$ )  
на воздухе ( $P_{O_2} = 0,2$  атм), полученного  
в газовой-электрической печи из базальта, горы  
Сан-Хуан, Нью-Мексико [120]

$T, ^\circ C$	Примечания
1285	Появление обогащенного Mg магнетита
1200	Появляется Pl; присутствует несколько процентов магнетита
1170	Появляется Орх <sup>2</sup>
1140	70% кристаллической фазы <sup>2</sup>
1100 <sup>1</sup>	Pl + Mt + Орх + Hm + Gl ( $< 10\%$ ) <sup>2</sup>

<sup>1</sup> После 240-часовой продолжительности опыта условия равновесия не достигнуты.

<sup>2</sup> Благодаря любезности Г. К. Кеннеди К. Е. Тилли в 1958 г. исследовал продукты этих опытов и обнаружил присутствие значительных количеств Срх.

Таблица 10

Содержание FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в стекле (полученном из базальта),  
выдержанном на воздухе достаточное для достижения равновесия  
время при различных температурах [120]

$T, ^\circ C$	Время, необходимое для достижения равновесия, час	Содержание FeO в валовых продуктах, вес. %	Содержание Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup> в валовых продуктах, вес. %
1430	< 23	3,32	8,88
1400	10	3,20	9,02
1300	16	2,42	9,89
1200 <sup>2</sup>	40	1,59	10,82
1100 <sup>2</sup>	> 240	< 0,98	> 11,50
Первичная порода	—	9,94	1,60
Первичное стекло <sup>3</sup>	—	8,79	2,88

<sup>1</sup> Разница между общим содержанием железа (11,25% в виде FeO после внесения поправки на потерю железа при реакции с тиглем) и FeO, определенным в ходе анализа.

<sup>2</sup> Наряду со стеклом присутствуют и кристаллические фазы (см. табл. 9).

<sup>3</sup> Новый анализ Дж. Х. Скуна. Среднее содержание всего железа в виде FeO, определенное Кеннеди, было равно 11,34%. Общее содержание железа в виде FeO по приведенному выше новому анализу также равно 11,34%.

В более позднем исследовании Грейг, Шефферд и Мервин [92, 93], сравнивая особенности плавления гранитов и базальтов, установили, что базальты при 1100°С оказались наполовину расплавленными и что «полевошпатовые и железосодержащие минералы начинают кристаллизоваться почти одновременно» [29]. Значение последнего наблюдения станет ясным несколько позднее. К сожалению, детали этого важного исследования остались неопубликованными.

Степень окисленности стекла, полученного при плавлении природных базальтов, изучалась Г. К. Кеннеди [120] в различных высокотемпературных условиях, и в результате этого были получены некоторые данные, относящиеся к ходу кристаллизации жидкости толеитового состава. Основные сведения о последовательности кристаллизации фаз обобщены в табл. 9. Кеннеди получил весьма важные данные о продолжительности эксперимента при условии достижения «равновесия» при атмосферном давлении в небольших платиновых тиглях конической формы (табл. 10).

### *В вакууме*

Некоторые замечания о плавлении базальтов *в вакууме* были сделаны Г. К. Кеннеди [121]. Он отметил, что обогащение остаточной жидкости щелочами и кремнеземом (*тенденция Боуэна*) или же железом (*тенденция Феннера*) зависит от парциального давления кислорода в ходе кристаллизации магмы. Им установлено, что оливин является первой фазой, образующейся при 1240° в стекле, полученном из природных толеитов. При несколько более низких температурах появляется плагиоклаз. На основании этих наблюдений Кеннеди пришел к выводу, что кристаллизация базальтов *в вакууме* следует правилу, установленному Феннером.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ

Краткое описание хода эксперимента: высушенный образец природного базальта загружался в металлический контейнер, который помещался в печь с терморегулятором и выдерживался при определенном температурном режиме заданное время, а затем закалялся в ртути. Ниже приведены описание подготовки образца к опыту, характеристики контейнеров, ход опыта, процедура плавления и закалки и методы идентификации продуктов; кроме того, рассмотрен ряд других относящихся к этой теме вопросов.

### *Подготовка образца*

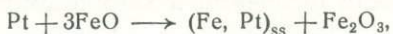
Образец дробился в стальной ступке до 50 меш, а затем растирался в смеси с ацетоном в агатовой ступке в течение двух часов. Окончательный размер зерен был <5μ; этого было

вполне достаточно для завершения реакции в сравнительно короткое время. Чтобы установить влияние структурных особенностей пород на ход реакции, в ряде случаев опыты проводились на материале <100 меш.

Было установлено, что в целях удаления воды образцы после дробления следует сушить при 110°С в течение 24 час. Неполное удаление адсорбированной воды приводит при высоких температурах к разрыву запечатанных контейнеров и соприкосновению материала с воздухом.

### Контейнеры

Одна из главных проблем при исследовании железосодержащего материала — выбор подходящего контейнера. В своих первых опытах Боуэн и Шерер [33] применяли железный тигель в атмосфере азота. Все фазы благодаря участию в реакции тигля находились в равновесии с железом. Другие исследователи при изучении искусственных железосодержащих систем [158] и природных образований [120] использовали платиновые тигли в атмосфере азота или смеси газов с определенным парциальным давлением кислорода. Такие контейнеры также участвуют в реакции, давая соединение железа с платиной по схеме:



на что впервые указали Сосман и Хостеттер [217].

Кроме изменения валового состава навески по содержанию железа, происходит окисление части оставшегося железа. Грейг, Позняк, Мервин и Сосман [91] считают, что количество железа, «участвующего в реакции, по-видимому, незначительно, но не настолько, чтобы этим можно было пренебречь». Г. К. Кеннеди [120] обнаружил, что в ходе опыта за счет реакции с тиглем теряется по меньшей мере 0,09% железа, а Муан ([159], подстрочное примечание) указывает, что потеря железа «не так велика, чтобы оказать какое-либо серьезное влияние на результаты опыта». Е. Г. Циз определил содержание железа в платиновой трубке, в которой при 1250° в течение одного часа была выдержана навеска оливнивого толента весом 61 мг. Первоначально базальт содержал 8,46% Fe и в высокотемпературных условиях опыта в платиновую трубку перешло только 0,17% Fe (0,09 мг). Эта цифра была подтверждена анализом стекловатых продуктов, в которых содержание железа оказалось равным 8,30%. Из этих данных следует, что в ходе опыта в трубку перешло 0,16% Fe. Влияние потери железа на ход опытов будет рассмотрено ниже в разделе, посвященном процессам окисления.

Потеря железа за счет реакции со стенками контейнера могла бы быть устранена, если использовать серебро; однако

температурные границы опытов при плавлении базальтов не позволяют применять этот металл.

В данной работе было желательно использовать одинаковые контейнеры при опытах как с «сухими», так и «мокрыми» системами. Платина — наиболее подходящий материал при гидротермальных опытах в условиях высоких температур в запечатанных трубках. Запечатывание навески в «сухих» опытах предотвращает значительное окисление продуктов кислородом воздуха. Влияние кислорода воздуха, попадающего в трубки при запечатывании, незначительно.

### *Ход опытов*

*Ампулы.* Навеска 50—70 мг высушенного материала запечатывалась в платиновую трубку, имеющую 2 см в длину, внешний диаметр 2,5 мм, толщину стенок около 0,25 мм. Ампула прикреплялась с помощью тонкой платиновой проволоки к небольшому керамическому кольцу и помещалась в вертикальную закалочную печь сопротивления с терморегулятором. Прокалиброванная термopара находилась вблизи центра ампулы, висящей в вертикальном положении. В конце опыта платиновая проволока расплавлялась электрическим током и ампула с кольцом падала в чашечку со ртутью, расположенную под дном печи. Опыты проводились д-ром Дж. Ф. Шерером, и авторы выражают ему свою глубокую благодарность за его участие в работе.

*Тигли.* Некоторые опыты проводились в небольших железных или платиновых тиглях в атмосфере азота. Навеска 70—100 мг высушенного материала помещалась в тигель с округлым дном и с крышкой. Для восстановления потери железа за счет реакции со стенками тигля вместе с навеской загружались полусантиметровые кусочки железной проволоки. Тигель на железной или платиновой проволоке подвешивался в раскаленном участке печи, через которую пропусклся азот. В конце опыта тигель освобождался от проволоки и падал на дно печи в сосуд со ртутью, также находящийся в атмосфере азота; продукты эксперимента при этом подвергались закалке. Для предохранения термopары от воздействия паров железа температура измерялась только до и после опыта.

### *Определение продуктов эксперимента*

Конец трубки отпиливался и при этом освобождался газ, выделившийся при нагревании образца, а также заключенный в ней воздух. После обработки краев трубка вскрывалась и ее содержимое исследовалось под микроскопом с небольшим увеличением. Было необходимо раздробить железный тигель и от-

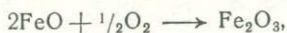
делить навеску. Особое внимание при этом обращалось на удаление всех обломков, приставших к стенкам, так как именно у стенок происходило зарождение и осаждение кристаллов. Кусочки железа из навески после дробления удалялись магнитом. После такой предварительной подготовки мелкие обломки продуктов эксперимента изучались под микроскопом в иммерсии. В случае необходимости из оставшейся навески отбирался материал для рентгенографического исследования и для изготовления шлифов. В тех случаях, когда было желательно выполнение частичных химических определений, опыт повторялся и вся навеска использовалась для химического анализа. По оптическим, рентгенографическим и химическим данным можно было установить число и состав фаз, а также их структурные взаимоотношения.

Фазы, обнаруженные при микроскопическом изучении продуктов эксперимента, сходны по свойствам с фазами, установленными в геофизической лаборатории при изучении аналогичных, но более простых синтетических систем. Оливин встречается в виде округлых или ограненных зерен; в последнем случае развита грань {010} и призма; моноклинный пироксен обычно образует более удлиненные зерна (параллельные оси  $c$ ) с характерным косым погасанием. В опытах с лавой 1887 г. из Мауна-Лоа (гиперстеновым базальтом) и с кварцевым долеритом Палоло одновременно с оливином или моноклинным пироксеном появляется ромбический пироксен. Отличительный признак ромбического пироксена — удлиненные зерна (параллельные оси  $c$ ) и наличие по концам кристаллов граней пирамиды или призмы, постоянно низкое двупреломление, умеренный рельеф и прямое погасание. От оливина он отличается двупреломлением и рельефом, а от моноклинного пироксена — двупреломлением и погасанием.

Было установлено, что во всех опытах на линии ликвидуса обычно появляются магнетит или темный шпинелид, образующие рассеянную вкрапленность в стекле. При проведении опытов в окислительных условиях количество магнетита увеличивается, а в сильно окислительной обстановке могут возникать гематит и псевдобрукит. Если в этих условиях в составе расплава имеется моноклинный пироксен, то он окрашен в желтый или лимонно-желтый цвет за счет окисного железа. Псевдобрукит представлен таблитчатыми кристаллами темного красно-коричневого цвета, и наиболее хорошо образованные кристаллы его были обнаружены в опытах с окисленным гавайитом. В измененном шонкините Мишельберга (см. табл. 28), упоминаемом при рассмотрении процессов окисления в разделе «Возможные переходы между главными типами магм» (стр. 83), обнаружена вышеназванная ассоциация желтого окисленного моноклинного пироксена с псевдобрукитом.

## Процессы окисления в ходе опытов

Ранее уже отмечалось, что платиновая трубка участвует в реакции, поглощая часть железа исследуемого образца и окисляя часть остающегося железа. Со временем количество твердого раствора железа в платиновой трубке увеличивается, а отношение  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в навеске снижается. Отсюда следует, что при исходном для данных пород отношении  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  равновесие в платиновом тигле достигнуто быть не может. Оценить влияние потери железа можно по данным, приведенным в табл. 11. Изменение содержания  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  нельзя полностью связать с переходом железа в платиновую трубку. Изменения, не связанные с такой потерей железа, характеризуются специфическими соотношениями. Потеря  $\text{FeO}$  и переход в  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  происходит приблизительно по следующей реакции:



т. е.  $|\text{FeO}| \approx 0,90 |\text{Fe}_2\text{O}_3|$ . Отсюда следует, что кислород адсорбируется навеской. Большая часть кислорода, по-видимому, диффундировала через стенки платиновой трубки, вероятно, становившиеся пористыми при высокой температуре<sup>1</sup>. Небольшая часть кислорода могла образоваться за счет  $\text{H}_2\text{O}^+$  образца, а высвобождающийся при этом водород легко диффундировал сквозь стенки трубки.

На основании изложенных данных авторы пришли к выводу, что для поддержания отношения  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пределах, близких к исходному в образце, опыты следует проводить в минимально короткий срок, продолжительность которого определяется временем образования присущих данной породе фаз.

Влияние окисления на состав образующихся фаз рассмотрено Г. К. Кеннеди [120]. Он нагревал оливиновый толеит на воздухе ( $P_{\text{O}_2} = 0,2 \text{ атм}$ ). Последующие изменения могут быть выражены через нормативный состав. Эти данные сведены в табл. 12 в анализах 1—5:

1. Химический анализ оливинового толеита NM5, базальт из Антон-Пик, Буффало-Бьютт, горы Сан-Хуан, Нью-Мексико. Аналитик Гониер ([141], табл. 5, № 1).

2. Тот же самый анализ с контрольным определением содержаний окислов железа, выполненный Г. К. Кеннеди на разных образцах одной и той же породы и пересчитанный на 100% без воды.

3. Анализ стекла, полученного из оливинового толеита NM5 в газовой-электрической печи и использованного Г. К. Кеннеди при экспериментах; аналитик Дж. Х. Скун. Стекло, использо-

<sup>1</sup> Золотые трубки менее проницаемы при высоких температурах; однако верхняя рабочая температурная граница золота около 1050° С.

Влияние потери Fe в запечатанных платиновых трубках на степень окисления оставшегося железа в оливиновом толеите 1921 г. из Килауэа и в окисленном гавайите из Мауна-Кеа<sup>1</sup>

	Исходная лава	Выдержка при 1250° в течение одного часа в платиновой трубке	Изменение окисленности в связи с потерей Fe	Поправка на потерю Fe	Изменение, не зависящее от потери Fe	Выдержка при 1250° С в течение одного часа в платиновой трубке	Изменение окисленности в связи с потерей Fe	Поправка на потерю Fe	Изменение, не зависящее от потери Fe
<i>Оливиновый толеит 1921 г., Килауэа</i>									
FeO . . . . .	9,71	8,19	-0,62	8,81	-0,90	4,97	-2,89	7,86	-1,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,31	2,75	+0,46	2,29	+0,98	5,51	+2,14	3,37	+2,06
Общее содержание в виде Fe .	8,46	8,30	-0,16	8,46	—	7,71	-0,75	8,46	—
Переход в платиновую трубку .	—	0,16	—	—	—	0,75	—	—	—
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,41	2,98	1,35	3,84	0,92	0,90	1,35	2,33	0,90
<i>Окисленный гавайит, Мауна-Кеа</i>									
FeO . . . . .	7,94	6,15	-0,62	6,77	-1,17	4,27	-2,66	6,93	-1,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,11	5,86	+0,46	5,40	+1,29	7,19	+1,97	5,22	+1,11
Общее содержание в виде Fe .	9,04	8,88	-0,16	9,04	—	8,35	-0,69	9,04	—
Переход в платиновую трубку .	—	0,16	—	—	—	0,69	—	—	—
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,93	1,05	1,35	1,25	0,91	0,59	1,35	1,33	0,91

<sup>1</sup> Все анализы выполнены Дж. Х. Скуном.

ванное Кеннеди в качестве затравки, ранее им не анализировалось.

4. Тот же анализ, что и № 2, но с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , возросшим до 3,60%, и  $\text{FeO}$ , снизившимся до 8,14%. Значения содержания железа подобраны таким образом, что суммарное содержание его сохраняется постоянным.

5. Тот же анализ, что и № 2, но с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , возросшим до 11,50%, и  $\text{FeO}$ , снизившимся до 0,98%; эти цифры были определены Кеннеди после нагревания оливинового толеита на воздухе в течение 240 час при  $1100^\circ$ .

Изменения в степени окисления образцов, подвергшихся различной обработке, свидетельствуют о том, что по мере увеличения степени окисления количество оливина и гиперстена уменьшается и в нормативном составе породы появляются кварц и гематит. При небольшом окислении поэтому оливиновые толеиты могут оказаться соответствующими по нормативному составу кварцевым толеитам. Значение этого явления будет более полно рассмотрено ниже на основе новых данных.

Полученные Кеннеди данные весьма важны. В связи с этим необходимо описать условия термической обработки образца, как это сделано для других образцов. опыты проводились с растертыми породами и образцами стекол, любезно предоставленными д-ром Кеннеди. Исходные породы не были ранее охарактеризованы, а так как образец из коллекции Гарвардского университета за номером NM5, полученный нами благодаря любезности проф. Дж. В. Томпсона, вероятно, соответствует породе, исследовавшейся Кеннеди, необходимо привести описание этого образца.

Оливиновый толеит NM5 (коллекция Кембриджского университета, № 66160) из Буффало-Бьютт, горы Сан-Хуан, Нью-Мексико. Микрофенокристаллы оливина и основного плагиоклаза заключены в основной массе, сложенной плагиоклазом, моноклинным пироксеном и магнетитом с интерстициальным пигментированным стеклом. Пироксены основной массы образуют скопление субпараллельных призм, обрамленных сетчатым агрегатом тонких лейст плагиоклаза. Оливин часто окаймлен узкой коричневой илдингситовой зоной. Порода была описана Ларсеном и др. [141] в работе по минералогии третичных вулканических пород района гор Сан-Хуан, Колорадо; приведен также анализ плагиоклаза из основной массы ( $\text{Ab}_{32}\text{An}_{67}\text{Or}_1$ ). Они отметили, что в изученном ими образце фенокристаллы плагиоклаза отсутствуют. В образце, полученном из коллекции Гарвардского университета, содержатся микрофенокристаллы плагиоклаза, иногда достигающие даже 3 мм в длину. Пересчет анализа на нормативный состав указывает на принадлежность образца к семейству толеитов. Этот же вывод вытекает из реально наблюдаемого состава образца с учетом стекловатой фазы и большого

Таблица 12

Влияние окисления на нормативный состав оливинового толента  
(горы Сан-Хуан, Нью-Мексико), нагретого на воздухе [120]

	1 <sup>1</sup>	2	3 <sup>2</sup>	4	5
SiO <sub>2</sub> . . . . .	51,41	50,87	49,86	50,87	50,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,83	17,62	16,72	17,62	17,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,16	1,60 <sup>2</sup>	2,88	3,60	11,50
FeO . . . . .	8,82	9,94 <sup>2</sup>	8,79	8,14	0,98
MnO . . . . .	0,08	0,08	0,18	0,08	0,08
MgO . . . . .	6,31	6,25	7,58	6,25	6,25
CaO . . . . .	9,42	9,32	9,31	9,32	9,32
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,97	2,94	2,92	2,94	2,94
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,60	0,59	0,37	0,59	0,59
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,44	—	0,01	—	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,80	0,79	1,34	0,79	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	0,19	—	—
Сумма . . . . .	99,84	100,00	100,15	100,20	100,94
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	7,60	6,22	3,05	2,26	0,085
Общее содержание железа в виде Fe . . . . .	7,66	8,84	8,84	8,84	8,80
Qz . . . . .	—	—	—	0,39	5,28
Or . . . . .	3,34	3,34	2,22	3,34	3,34
Ab . . . . .	25,15	24,63	24,63	24,63	24,63
An . . . . .	33,64	33,36	31,41	33,36	33,36
Di . . . . .	10,76	10,58	11,31	10,45	9,94
Hu . . . . .	19,97	18,90	18,76	21,25	11,00
Ol . . . . .	3,31	5,38	4,64	—	—
Mt . . . . .	1,62	2,32	4,18	5,22	1,16
Ht . . . . .	—	—	—	—	10,72
Il . . . . .	1,52	1,52	2,58	1,52	1,52
Ap . . . . .	—	—	0,34	—	—
Остаток . . . . .	0,44	—	0,01	—	—
Сумма . . . . .	99,75	100,03	100,08	100,16	100,95

<sup>1</sup> Аналитик Ф. М. Гоньер.<sup>2</sup> Аналитик Г. К. Кеннеди.<sup>3</sup> Аналитик Дж. Х. Скун .

количества оливина, намного превышающего цифры, полученные при расчете нормативного состава. Химический анализ породы приведен в табл. 12, № 1.

### Восстановление в ходе опытов

Опыты в железном тигле в атмосфере  $N_2$  приводят к противоположному изменению валового состава навески в сравнении с опытами в платиновой трубке. Во-первых, содержание железа в навеске при изменении валового состава за счет достижения равновесия с металлическим железом увеличивается. Во-вторых, возрастает отношение  $FeO/Fe_2O_3$ . Анализы сопоставляемых опытов сведены в табл. 13. Оценка влияния температуры на количество адсорбированного навеской железа приведена в табл. 14. Общее содержание железа в опытах продолжительностью 1 час, по-видимому, увеличивается с повышением температуры. Боуэн и Шерер [33] при исследовании системы  $FeO-SiO_2$  не обнаружили существенного различия в составах жидкостей, полученных в ходе опытов (63—75%  $FeO$ ) при температурах 1215 и 1500° в железных тиглях при давлении  $N_2$  1 атм; однако опыты длились, по-видимому, менее 15 мин [33].

Таблица 13

Влияние увеличения и уменьшения содержания Fe на окисленность остающегося железа в окисленном гавайите из Мауна-Кеа при давлении  $N_2$  1 атм

	Исходная лава	Выдержка при 1250° в течение одного часа в железном тигле	Изменение окисленности в связи с прибавкой Fe <sup>1</sup>	Изменение исходного содержания за счет прибавки Fe	Изменение, не зависящее от прибавки Fe	Выдержка при 1250° в течение одного часа в платиновом тигле	Изменение окисленности в связи с потерей Fe	Изменение исходного содержания за счет потери Fe	Изменение, не зависящее от потери Fe
FeO	7,94	12,91	+5,98	13,92	-1,01	8,01	+0,43	8,37	-0,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,11	0,78	-4,43	(-0,32)	+1,10	3,86	-0,32	3,79	+0,07
Общее содержание в виде Fe	9,04	10,59	+1,55	10,59	—	8,93	-0,11	9,04	—
Изменение содержания Fe	—	+1,55	—	—	—	-0,11	—	—	—
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,93	16,55	1,35	—	0,92	2,07	1,35	2,21	5,14

<sup>1</sup> Согласно реакции  $Fe_2O_3 + Fe = 3FeO$ .

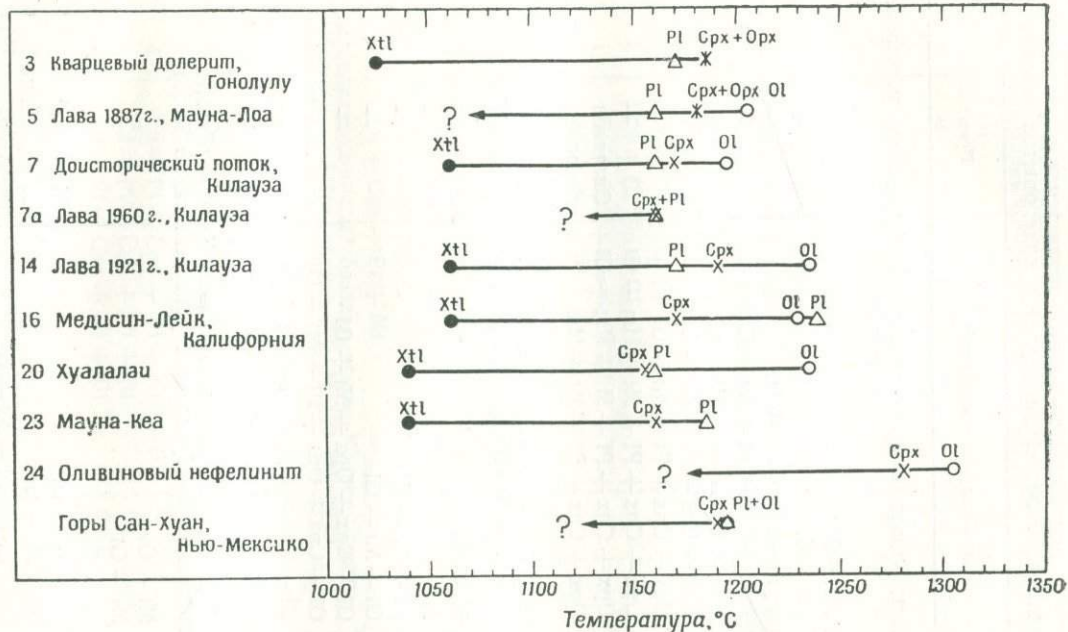
Таблица 14

Влияние увеличения содержания Fe на окисленность железа в оливиновом толеите из Килауэа при давлении  $N_2$  1 атм и различных температурах

	Исходная лава	Нагревание в течение одного часа в железном тигле	Изменение окисленности в связи с прибавкой Fe <sup>1</sup>	Изменение исходного содержания за счет прибавки Fe	Изменение, не зависящее от прибавки Fe	Нагревание порошка в течение одного часа в насыщенной $N_2$ атмосфере в железном тигле	Изменение окисленности за счет прибавки Fe <sup>1</sup>	Изменение исходного содержания за счет прибавки Fe	Изменение, не зависящее от прибавки Fe
1250° C <sup>2</sup>									
FeO . . . . .	9,71	12,33	+6,16	15,87	-3,54	11,82	5,43	+15,14	-3,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,31	0,69	-4,56	(-3,25)	+3,94	0,97	-4,02	(-2,71)	+3,68
Общее содержание в виде Fe	8,46	10,06	+1,60	10,06	-	9,87	+1,41	9,87	-
Изменение содержания Fe . . . . .	-	+1,60	-	-	-	+1,41	-	-	-
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,41	17,87	1,35	-	0,90	12,19	1,35	-	0,90
1350° C									
FeO . . . . .	-	12,94	+7,03	16,74	-3,60	13,65	9,42	19,13	-5,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	-	0,31	-5,21	(-3,90)	+4,21	0,41	-6,98	(-5,67)	+6,08
Общее содержание в виде Fe	-	10,28	+1,82	10,28	-	10,90	+2,44	10,90	-
Изменение содержания Fe . . . . .	-	+1,82	-	-	-	+2,44	-	-	-
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	-	41,74	1,35	-	0,86	33,29	1,35	-	0,90
1450° C									
FeO . . . . .	-	16,34	+18,60	28,31	-11,97'	15,40	14,74	24,45	-9,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	-	0,83	-13,78	(-12,47)	+13,30	0,44	-10,92	(-9,61)	+10,05
Общее содержание в виде Fe	-	13,28	+4,82	13,28	-	12,28	3,82	12,28	-
Изменение содержания Fe . . . . .	-	+4,28	-	-	-	+3,82	-	-	-
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	-	19,69	1,35	-	0,90	35,00	1,35	-	0,90

<sup>1</sup> Согласно реакции  $Fe_2O_3 + Fe = 3FeO$ .

<sup>2</sup> В стекле в незначительных количествах присутствует ограниченный оливин.



Фиг. 6. Графическое изображение результатов нагревания природных базальтов и стекол, приготовленных из природных базальтов, в запечатанных платиновых трубках при давлении 1 атм.

Данные взяты из табл. 16. Цифры соответствуют номерам анализов в табл. 2.

Таблица 15

Продукты нагревания анализировавшихся природных базальтов при различных температурах в запечатанных платиновых трубках при общем давлении около 1 атм.

Парциальное давление кислорода в ходе опытов неизвестно

$T, ^\circ C$	$t, \text{ час}$	Продукты эксперимента	Примечание	$n$ стекла
№ 3. Толент; Палоло, Оаху (коллекция Кембриджского университета, № 48589)				
1225	1	Mt + Gl	—	—
1200	1	Mt + Gl	—	1,582
1175	1	Opх + Срх + Mt + Gl	—	—
1160	2	Opх + Срх + Pl + Mt + Gl	—	—
1150	2	Opх + Срх + Pl + Mt + Gl	—	—
1125	2	Opх + Срх + Pl + Mt + Gl	—	—
1100	4	Opх + Срх + Pl + Mt + Gl	—	—
1075	4	Opх + Срх + Pl + Mt + Hm + Gl	—	—
1050	4	Opх + Срх + Pl + Mt + Hm + Gl	Оплавлен	—
1025	6	Opх + Срх + Pl + Mt + Hm	Не оплавлен	—
№ 5. Толент, лава 1887 г. из Мауна-Лоа, Гавайи (коллекция Кембриджского университета, № 57374)				
1220	1	Mt + Gl	—	1,597
1210	1	Mt + Gl	—	1,597
1200	1	OI + Mt + Gl	—	1,597
1190	1	OI + Mt + Gl	—	—
1175	1	OI + Срх + Opх + Mt + Gl	—	—
1160	1	OI + Срх + Opх + Pl + Mt + Gl	Pl очень редкий	—
1150	1	OI + Срх + Opх + Pl + Mt + Gl	—	—
1125	2	OI + Срх + Opх + Pl + Mt + Gl	—	—
№ 7. Толент, доисторическая лава, Килауэа, Гавайи (коллекция Кембриджского университета, № 57358)				
1250	1	Mt + Gl	—	—
1225	1	Mt + Gl	—	—
1200	1	Mt + Gl	—	1,597
1190	1	OI + Mt + Gl	OI редкий	—
1175	1	OI + Mt + Gl	OI ограненный	1,597
1150	4	OI + Срх + Pl + Mt + Gl	Pl редкий	—
1125	4	OI + Срх + Pl + Mt + Gl	—	—
1100	4	OI + Срх + Pl + Mt + Gl	—	—
1075	4	OI + Срх + Pl + Mt + Gl	Оплавлен	—
1050	6	OI + Срх + Pl + Mt	Не оплавлен	—
1025	16,5	OI + Срх + Pl + Mt	» »	—

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукты эксперимента	Примечание	$n$ стекла
№ 7а. Толеит, лава 1960 г., Килауэа, Гавайи (коллекция Кембриджского университета, № 66158)				
1250	1	Gl	Gl темно-коричневое	1,615
1225	1	Mt + Gl	Mt редкий	—
1200	1	Mt + Gl	То же	—
1175	2	Mt + Gl	» »	1,605
1165	1	Mt + Gl	» »	—
1150	2	Pl + Crx + Mt + Gl	—	—
1125	1	Pl + Crx + Mt + Gl	—	—
№ 14. Оливиновый толеит, лава 1921 г., Килауэа, Гавайи (коллекция Кембриджского университета, № 57364)				
1250	1	Ch-Sp + Gl	Ch-Sp редкая	1,608
1240	1	Ch-Sp + Gl	То же	1,611
1225	1	OI + Ch-Sp + Gl	—	1,610
1200	1	OI + Ch-Sp + Gl	—	—
1175	1	OI + Crx + Ch-Sp + Gl	—	1,600
1160	1	OI + Crx + Pl + Ch-Sp + Gl	—	—
1140	1	OI + Crx + Pl + Mt + Gl	—	—
1100	1	OI + Crx + Pl + Mt + Gl	—	—
1075	1	OI + Crx + Pl + Mt + Gl (?)	Оплавлен	—
1000	1	OI + Crx + Pl + Mt	Не оплавлен	—
1000	35	OI + Crx + Pl + Mt	» »	—
1000	147	OI + Crx + Pl + Mt	» »	—
960	1	OI + Crx + Pl + Mt	» »	—
№ 16. Высокоглиноземистый базальт, поток Уорнер, нагорье Медисин-Лейк Калифорния ([7], № 127 ML 295)				
1250	1	Gl	—	1,592
1225	1	Pl + OI + Ch-Sp + Gl	OI редкий	1,592
1200	1	OI + Pl + Ch-Sp + Gl	—	—
1175	1	OI + Pl + Mt + Gl	—	—
1150	4	OI + Pl + Crx + Mt + Gl	—	—
1125	4	OI + Pl + Crx + Mt + Hm + Gl	—	—
1100	4	OI + Pl + Crx + Mt + Gl	Оплавлен	—
1075	4	OI + Pl + Crx + Mt + Gl	Оплавлен; замутненные зерна	—
1050	4	OI + Pl + Crx + Mt	Не оплавлен	—
1050	24	OI + Pl + Crx + Mt + Hm	» »	—
1025	4	OI + Pl + Crx + Mt	—	—
№ 20. Щелочной базальт, доисторический поток, север Кеаухоу, центр Хуалалаи, Гавайи (коллекция Кембриджского университета, № 65992)				
1250	1	Mt + Gl	Mt в виде включений	1,614
1225	1	OI + Mt + Gl	OI ограниченный	1,614

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукты эксперимента	Примечание	$n$ стекла
1200	1	Ol + Mt + Gl	—	1,614
1175	1	Ol + Mt + Gl	—	1,608
1150	4	Ol + Pl + Crx + Mt + Gl	Срх очень редкий	1,599
1125	4	Ol + Pl + Crx + Mt + Gl	—	1,592
1100	4	Ol + Pl + Crx + Mt + Gl	—	1,588
1075	4	Ol + Pl + Crx + Mt + Gl	Оплавлен	—
1050	4	Ol + Pl + Crx + Mt + Gl (?)	»	—
1025	4	Ol + Pl + Crx + Mt	Не оплавлен	—
№ 23. Окисленный гавайит, Папалеле-Галч, центр Мауна-Кеа, Гавайи (коллекция Кембриджского университета, № 60464)				
1250	1	Gl	—	1,597
1225	1	Mt + Gl	—	1,597
1200	1	Mt + Gl	Mt очень редкий	—
1175	1	Pl + Mt + Gl	Mt октаэдры	—
1150	4	Pl + Crx + Psb + Mt + Gl	Срх редкий	1,592
1125	4	Pl + Crx + Psb + Mt + Gl	—	1,587
1100	4	Pl + Crx + Mt + Gl	—	1,577
1075	4	Pl + Crx + Mt + Gl	—	—
1050	4	Pl + Crx + Mt + Gl	Оплавлен	—
1050	24	Pl + Crx + Mt + Hm + Gl	»	—
1025	4	Pl + Crx + Mt	Не оплавлен	—
№ 24. Оливиновый нефелинит, Пали, близ Гонолулу, Оаху (коллекция Кембриджского университета, № 19165)				
1315	1	Sp + Gl	—	1,638
1300	2	Ol + Sp + Gl	Ol очень редкий	—
1275	2	Ol + Crx + Mt + Gl	Срх редкий	—
1250	2	Ol + Crx + Mt + Gl	—	—
1225	2	Ol + Crx + Mt + Gl	—	—
1200	1	Ol + Crx + Mt + Gl	—	—
Порода «Кеннеди» (NM5), первичный образец				
1250	1	Gl	—	—
1225	1	Gl	—	—
1215	1	Gl	—	1,590
1200	1	Gl	—	1,588
1175	2	Ol + Crx + Pl + Mt + Gl	—	—
Стекло «Кеннеди» (NM5), первичный образец				
1225	2	Mt + Gl	—	—
1200	2	Mt + Gl	—	—
1190	1	Pl + Mt + Gl	Pl очень редкий	1,597
1175	1	Ol + Crx + Pl + Mt + Gl	—	—
1150	1	Ol + Crx + Pl + Mt + Gl	—	—

Основываясь на результатах собственных исследований, авторы настоящей работы пришли к выводу, что валовой состав расплава в железных тиглях в атмосфере азота изменяется слишком сильно, что не позволяет исследовать небольшие изменения в составах базальтов.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Результаты нагревания разнообразных базальтов в запечатанных платиновых трубках при различных температурах и давлении 1 атм приведены в табл. 15 и в обобщенном виде в табл. 16 и на фиг. 6.

Таблица 16

Сводка результатов нагревания пород в запечатанных платиновых трубках при давлении 1 атм

Номер анализа в табл. 2	Базальт	Температура начала кристаллизации основных силикатных фаз <sup>1</sup>				Температура солидуса	t стекла, полученного выше температуры ликвидуса
		O1	Opх	Срх	P1		
3	Кварцевый долерит, Гонолулу . . . . .	—	1185	1185	1170	1025	1,582
5	Лава 1887 г., Мауна-Лоа . . . . .	1205	1180	1180	1160	He опр.	1,597
7	Доисторическая лава, Килауэа . . . . .	1195	—	1170	1160	1060	1,597
7а	Лава 1960 г., Килауэа	—	—	1160	1160	He опр.	1,605
14	Лава 1921 г., Килауэа	1235	—	1190	1170	1060	1,608
16	Медисин-Лейк, Калифорния . . . . .	1230	—	1170	1240	1060	1,592
20	Хуалалаи . . . . .	1235	—	1155	1160	1040	1,614
23	Мауна-Кеа . . . . .	—	—	1160	1185	1040	1,597
24	Оливиновый нефелинит	1305	—	1280	—	He опр.	1,638
	Порода «Кеннеди» NM5	1195	—	1190	1195	» »	1,588
	Стекло NM5 [121] <sup>2</sup> . .	1240	He опр.	He опр.	He опр. <sup>3</sup>	» »	1,583
	Стекло «Кеннеди» из NM5 . . . . .	1185	—	1185	1195	» »	1,597

<sup>1</sup> Температура «силикатного ликвидуса» выделена курсивом.

<sup>2</sup> В условиях, близких к вакууму, или в слегка восстановленной обстановке при исключительно низком парциальном давлении кислорода [121]; ср. с табл. 9.

<sup>3</sup> При несколько более низкой температуре, чем 1240°, появляется анортит [121].

## Ограниченность данных

Интерпретация результатов экспериментов зависит от того, насколько близко были достигнуты условия равновесия, а также от степени изменения валового состава навески. Из-за процессов окисления продолжительность опытов была сведена до минимума и было принято, что этого времени вполне достаточно для завершения реакции. Такое допущение основывается на результатах изучения продуктов опытов. При крупнозернистой навеске (<100 меш) в продуктах эксперимента присутствуют реликтовые зерна исходного материала. При меньшем размере зерен (<5 $\mu$ ) и той же продолжительности опыта остаточных зерен обнаружено не было.

Определить небольшое количество стекла, — конечно, задача, трудная, и температура окончательного затвердевания может быть принята только за максимальную. Возможно, что исчезновение жидкости происходит при более низких температурах, чем было указано. Непрерывное поступление кислорода и потеря железа приводят к изменению валового состава навески (см. табл. 11), и этим не всегда можно пренебречь. Все установленные фазы являются членами непрерывных рядов твердых растворов, и изменение их состава отражает даже малейшие колебания валового состава навески. Опыты, в процессе которых образуются гематит, псевдобрукит или избыточные количества магнетита, должны оцениваться с особым вниманием. Поэтому необходимо предупредить читателей, что приведенные в табл. 16 критические температуры не следует принимать за точно установленные. С другой стороны, авторы полагают, что выводы, полученные на основе этих данных, не могли бы измениться в значительной степени даже в том случае, если бы валовой состав навески был сохранен без изменения и было бы достигнуто полное равновесие.

Результаты нагревания оливинового толеита 1921 г. из Киллауэа в железных тиглях при различных температурах и давлении паров  $N_2$  1 атм приведены в табл. 17. По данным, приведенным в табл. 14, ясно, что валовой состав навесок в ходе этих опытов изменялся в значительной степени в зависимости от температуры и, по-видимому, от времени. Наблюдаются следующие наиболее существенные изменения с понижением температуры: при 1268° появляется жидкость с оливином; при 1240° — моноклинный пироксен; при 1170° — плагиоклаз. Подъем температуры ликвидуса в сравнении с данными, полученными в опытах с запечатанными платиновыми трубками, может быть предположительно связан с увеличением содержания железа. Пограничная кривая магнетит — оливин находится в области несколько более низкой температуры, чем пограничная кривая железо — оливин, при условии одинакового содержания других

Результаты закалки оливинового толеита 1921 г. из Килауэа в железном тигле при различных температурах и давлении  $N_2$  1 атм (содержание железа переменнo)

$T, ^\circ C$	$t, \text{час}$	Продукты эксперимента <sup>1</sup>	$n$ стекла
1450	1	Gl <sup>2</sup>	1,619—1,623
1440	1	Gl	1,610—1,616
1350	1	Gl <sup>2</sup>	1,612—1,614
1270	2	Gl	1,610—1,615
1265	2	Ol (ограниченный, редкий) + Gl	1,615—1,625
1250	1	Ol + Gl <sup>2</sup>	1,610—1,615
1250	2	Ol + Gl	1,612—1,616
1235	1	Ol + Crx + Gl	1,610—1,615
1225	2	Ol + Crx + Gl	1,613—1,616
1200	2	Ol + Crx + Gl	1,609—1,612
1175	2	Ol + Crx + Gl	1,608—1,610
1160	2	Ol + Crx + Pl + Gl	1,610—1,612
1150	2	Ol + Crx + Pl + Gl	1,610—1,612

<sup>1</sup> Стекло не всегда гомогенно; обычно более высокий показатель преломления характерен для участков, контактирующих с железным тиглем или проволокой.

<sup>2</sup> Частичный анализ валового состава приведен в табл. 14.

компонентов (см., например, основные выводы Муана по системе  $FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ , [158]). Интересно отметить, что добавка железа не влияет в значительной степени на рост плагноклаза.

### Ход кристаллизации

Направление кристаллизации разнообразных базальтов при условии исключения магнетита можно легко проследить на фиг. 6. В качестве примера, иллюстрирующего ход кристаллизации базальтов, приведено описание наблюдений над оливиновыми толитами 1921 г. из Килауэа. Силикатная фаза появляется в жидкости при понижении температуры до  $1235^\circ$ . При  $1190^\circ$  к оливину присоединяется моноклинный пироксен, а при снижении температуры всего лишь на  $20^\circ$  совместно с этими фазами начинает кристаллизоваться плагноклаз. Все три главные силикатные фазы появляются в магме в интервале только  $65^\circ$ . Эти фазы продолжают кристаллизоваться вместе с магнетитом до тех пор, пока при температуре около  $1060^\circ$  не закристаллизуется вся навеска. Полная кристаллизация навески происходит в температурном интервале только в  $175^\circ$ .

Кристаллизация доисторической лавы из Килауэа, отличающейся главным образом по содержанию  $MgO$  (и нормативному содержанию оливина), приводит к близким результатам, но ликвидус находится при  $1195^{\circ}$ .

### Обзор основных данных

Наиболее важными выводами, сделанными на основании изучения представителей главных типов базальтов, являются следующие (результаты, полученные по стеклу «Кеннеди», горы Сан-Хуан, Нью-Мексико, окисленному гавайиту из Мауна-Кеа и оливиновому нефелиниту из Оаху, здесь не рассматриваются):

1. Каждая из главных силикатных фаз может присутствовать в качестве первичной фазы.

2. Температура, при которой кристаллизуется первичная фаза, попадает в узкий интервал ( $1160—1240^{\circ}C$ ) вне зависимости от вида первичной силикатной фазы.

3. Появление всех главных силикатных фаз происходит в небольшом температурном интервале ( $<80^{\circ}$ ).

4. Все главные силикатные фазы начинают кристаллизоваться вместе приблизительно при одной и той же температуре ( $1155—1170^{\circ}$ ).

5. Полный интервал кристаллизации невелик ( $135—195^{\circ}$ ).

В связи с изменчивостью степени окисления и содержания железа в навеске выводы об условиях образования магнетита не могут считаться надежными. В большинстве образцов магнетит или хром-шпинель образуются при более высоких температурах, чем силикатные минералы при опытах в платиновых трубках. При опытах в железных тиглях в атмосфере  $N_2$ , проходивших в условиях равновесия с металлическим железом, шпинель не появлялась. Дж. Х. Л. Фогт [246] установил, что в габброидных породах магнетит не возникает до тех пор, пока содержание  $Fe_3O_4$  ( $=2,76\% Fe_2O_3$ ) не достигнет приблизительно 4%. Вагер и Дир [254] описали случай, когда в скергордском габбро магнетит появился лишь при содержании в жидкости 3,5%  $Fe_2O_3$ .

В лаве 1921 г. из Килауэа было отмечено начало кристаллизации магнетита неизвестного состава при температуре около  $1150^{\circ}$ . В двух дополнительных опытах при  $1140^{\circ}$ , выполненных специально для определения содержания железа, установлено около 3,5%  $Fe_2O_3$  (табл. 18, А). В базальте с высоким содержанием алюминия с нагорья Медисин-Лейк, Калифорния, магнетит начинает кристаллизоваться при температуре около  $1185^{\circ}$ . В двух дополнительных опытах при  $1175^{\circ}$ , проведенных с целью определения содержания железа, установлено около 4,3%  $Fe_2O_3$  (табл. 18, Б). В этой связи интересно отметить, что составы вдоль пограничной кривой фаялит — магнетит в системе

Частичные анализы продуктов экспериментов, проводившихся  
в запечатанных платиновых трубках при температуре,  
близкой к началу кристаллизации магнетита

	Исходный материал	Дополнительные опыты	
		1	2
А. Оливиновый толеит, поток 1921 г., Килауэа, Гавайи, $T = 1140^\circ$ , $t = 1$ час, $P = 1$ атм			
FeO . . . . .	9,71	7,33	7,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,31	3,29	3,63
Общее содержание железа в виде Fe . . . . .	8,46	8,00	8,25
Потеря Fe . . . . .	—	0,46	0,21
Б. Высокоглиноземистый базальт; нагорье Медисин-Лейк, Калифорния, $T = 1175^\circ$ , $t = 1$ час, $P = 1$ атм			
FeO . . . . .	8,31	4,53	5,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,04	4,49	3,98
Общее содержание железа в виде Fe . . . . .	7,19	6,73	6,82
Потеря Fe . . . . .	—	0,46	0,37

MgO—FeO—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> [160] характеризуются довольно постоянным содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Пограничная кривая оливин—магнезиоферрит в системе MgO—FeO—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> [160] при определенном давлении кислорода также характеризуется приблизительно постоянным содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Появление магнетита вызывается, по-видимому, другими причинами, так как в окисленном гавайите с содержанием 5,86% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при 1250° не образовались ни магнетит, ни гематит. Предполагается, что наиболее важной причиной является  $dP_{O_2}$ . Г. К. Кеннеди [121] отметил, что при «умеренных» давлениях кислорода большая часть железа осаждается в виде шпинели на ранних стадиях кристаллизации, тогда как «в условиях, близких к вакууму, или же в слегка восстановительной обстановке, когда парциальное давление кислорода сохраняется чрезвычайно низким, ни Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ни тем более ранняя шпинель не образуются». При исследовании системы MgO—FeO—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> Муаң и Осборн [160] показали, что пограничная кривая оливин—магнетит, характеризующаяся постоянством Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в значительной мере зависит от  $dP_{O_2}$ . Из их данных следует, что магнетит при более высоком  $dP_{O_2}$  образуется раньше, чем при более низком  $dP_{O_2}$ .

## ДАННЫЕ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИИ

### Главные фазы

Сведения о том, какие фазы образуются первыми в магме, могут быть получены при изучении фенокристаллов. Макдональд [147] в его исчерпывающей работе по острову Гавайи отметил, что наиболее обычные фенокристаллы в базальтах — это фенокристаллы оливина и что во многих базальтах присутствуют фенокристаллы плагиоклаза, а настоящие фенокристаллы пироксена редки. Пауэрс [184] сообщил, что в лавах первичных щитов Гавайских островов фенокристаллы авгита отсутствуют, но обычны для пород заклучительных стадий активности вулкана. Уэнтуорт и Винчелл [275] также отметили, что в базальтовой серии Коолау из Оаху авгит в виде фенокристаллов не встречается, но ромбический пироксен образует только фенокристаллы<sup>1</sup>. В образце лавы, извлеченном в 1911 г. из кратера Халемаумау, Килауэа, Мервин [63] обнаружил стекло с 1% полевых шпатов и редкими кристаллами магнетита или пироксена. Наблюдения над гавайскими лавами подтверждают вывод о том, что на линии «силикатного ликвидуса»<sup>2</sup> базальтов могут появляться все главные силикатные фазы.

### Соосаждение

Тилли и Скун [227] указали, что среди различных продуктов извержения Килауэа 1921 г. присутствуют тахилит, содержащий только несколько процентов кристаллов всех трех главных фаз, и волосы Пеле с содержанием только около 1% оливиновых кристаллов. Адамс и Гибсон [4] отметили, что в тахилите из Килауэа (время неизвестно) присутствует только 3% закристаллизованного материала, представленного главным образом плагиоклазом с подчиненным количеством оливина и пироксена. Валькером и Польдерваартом [258] были изучены зоны закалки долерита Карру и также было установлено присутствие всех трех главных силикатных фаз. В восьми образцах, в которых были обнаружены все основные силикатные фазы, среднее содержание кристаллического материала достигает приблизительно 7% (объемных). Валькер [257] при более тщательном микро-

<sup>1</sup> По крайней мере в одном образце (№ 68211, Кембриджский университет), из участка южнее Ваймеа-Бей, Оаху, серия Коолау, присутствуют идиоморфные фенокристаллы авгита. Пикритовые базальты 1840 г. также содержат фенокристаллы авгита [166].

<sup>2</sup> «Ликвидус» — это температура, при которой в жидкости появляется первая кристаллическая фаза. Выражение «силикатный ликвидус» использовано исключительно с целью выделить температуру появления первой SiO<sub>2</sub>-содержащей кристаллической фазы. В некоторых из изученных образцов при температуре истинного ликвидуса выделялись минералы из группы шпинели.

скопическом исследовании толеитов обнаружил, что в целом среди фенокристаллов приконтактной зоны, когда закристаллизовано 9% магмы, присутствуют все основные фазы. При изучении более мелких образцов из контактов интрузий оливиновых долеритов он также установил, что в период внедрения было закристаллизовано в среднем около 9% магмы. Однако фенокристаллы были представлены только оливином и плагиоклазом; вкрапленники пироксена отсутствовали. Эти наблюдения подтверждают вывод о том, что все основные фазы начинают кристаллизоваться совместно на очень ранней стадии охлаждения магмы.

### *Интервал кристаллизации*

Используя температуры инверсии Орх — Срх, определенные Боуэном и Шерером [34]<sup>1</sup>, и расчет объема магмы, закристаллизованной при температуре инверсии пироксенов в комплексе Стиллуотер, Хесс [103] пришел к выводу, что к моменту, когда закристаллизовано около 60% магмы, разница температуры в сравнении с температурой начала кристаллизации составляет всего 40°. Хесс [103] также отметил превращение геденбергита из скергордской интрузии, образовывавшегося после того, как 98,5% магмы было закристаллизовано [254], в твердый раствор β-воластонита. Используя приближенную температуру этой инверсии, выведенную из данных Боуэна, Шерера и Позняка [36], Хесс определил, что *максимальная* разница температур начала и конца кристаллизации составляет около 185°. Эти величины, установленные независимыми способами, совпадают с цифрами, полученными при экспериментальных исследованиях.

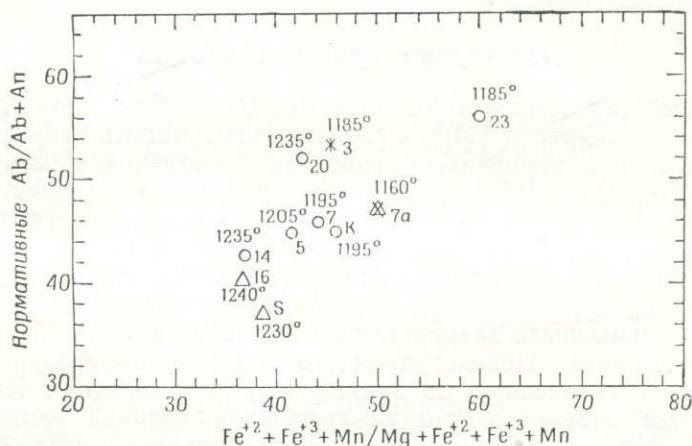
### *Температура ликвидуса*

Во время извержения Килауэа в 1921 г. были сделаны замеры температур жидкой лавы в Халемаумау. Джеггер [117] приводит следующие замеры температур: 1200, 1100 и 1190°. Две из них исключительно близки с температурам ликвидуса, установленным экспериментально для лавы 1921 г. Макдональд в устном сообщении Баддингтону [50] утверждал, что температура излияния потоков гавайских базальтов находится в пределах 1000—1100° и потоки типа аа теряют подвижность при температурах 700—780°. К сожалению, содержание кристаллов в лавах при температурах излияния не известно; однако ясно, что условия равновесия в изливающихся лавах не достигаются.

<sup>1</sup> В отношении обоснованности выделения и возможности использования кривой инверсии пироксенов, установленной Боуэном и Шерером, смотри подраздел «Инверсия ромбический — моноклинный пироксен» (стр. 68).

Аулт, Итон и Рихтер [11] сообщили, что самая высокая температура лавового фонтана во время извержения Килауэа-Ики в 1959 г., остров Гавайи, была 1190°. В пемзе из этого выброса присутствовали только фенокристаллы оливина.

Пять температур ликвидуса, приведенных авторами в более ранней работе, были использованы Вагером [250] для уточнения начала кристаллизации фракционных серий базальтовой магмы. Ранее [249] он нанес на диаграмму отношение  $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})$  в зависимости от нормативного отношения  $\text{Ab}/(\text{Ab} + \text{An})$  в скергордских породах и жидкостях<sup>1</sup> и



Фиг. 7. Видоизмененная диаграмма Вагера составов анализировавшихся пород.

Рядом с каждой точкой состава приведены температуры «силикатного ликвидуса». Цифры на диаграмме соответствуют номерам химических анализов в табл. 2. Состав образующейся фазы (или фаз) при температуре «силикатного ликвидуса» обозначен определенным знаком. К — порода «Кеннеди» за номером NM5 и S — образец Вагера за номером EG4507 из зоны закалки Скергордской интрузии [251, 252].

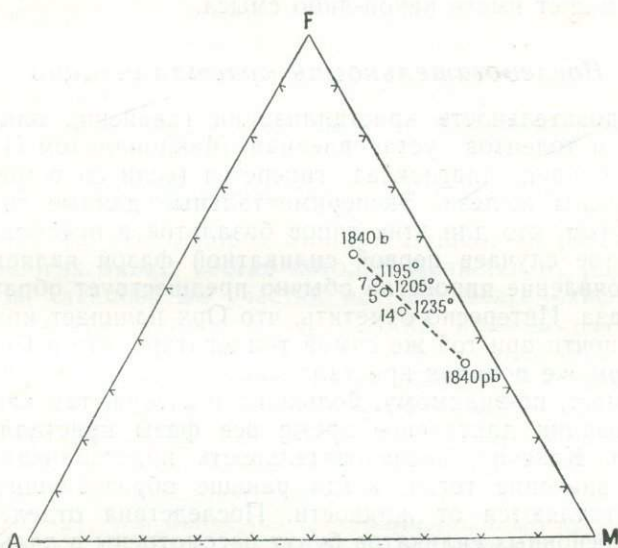
○ — оливин; × — моноклинный пироксен; ⊗ — ромбический пироксен; △ — плагиоклаз.

выделил произвольно в пределах диаграммы несколько полей, обозначив их как первичную, раннюю, среднюю и позднюю стадии фракционирования. Выделенные стадии были затем перенесены на другие серии пород, в том числе и на лавы Гавайских островов [249].

Авторы нанесли температуры ликвидуса на измененную диаграмму Вагера, фиг. 7, включив «железистость» и окисное железо. Окисное железо в щелочных базальтах представляет особый интерес и может быть использовано на диаграммах для

<sup>1</sup> Обращает на себя внимание сходство диаграммы Вагера с диаграммой Симпсона [216], который сопоставил отношения  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  и  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ .

наглядного изображения направления фракционирования. Условно выделенные поля не изображены по той причине, что не известны критерии для проведения границ между стадиями, установленными на примере скергордских пород. На фигуре видно, что температуры ликвидуса не обладают какой-либо четко выраженной закономерностью; температуры, предложенные Вагером для некоторых стадий фракционирования, были установлены по очень небольшому числу данных.



Фиг. 8. Положение оливиновых толеитов и толеитов на диаграмме  $\text{FeO—MgO—(Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O)}$ .

Рядом с точками, соответствующими составам толеитов, приведены температуры «силикатного ликвидуса». Пунктирной линией соединены точки пикритового базальта (1840 *pb*) и базальта (1840 *b*) из потока Килауэа 1840 г. Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 2.

С другой стороны, если рассматривать только те породы, которые принадлежат к одному и тому же типу базальтов и имеют при температуре ликвидуса те же самые основные фазы, тогда стадии фракционирования и температуры ликвидуса, по-видимому, сопоставимы. Толеиты и оливиновые толеиты, на линии «силикатного ликвидуса» которых присутствует оливин, на известной диаграмме  $\text{FeO—MgO—(K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O)}$  [см. 232] дают простую кривую фракционирования (фиг. 8). Направление фракционирования в основном параллельно линии, соединяющей пикритовый базальт и базальт потока 1840 г. в Килауэа, различия между которыми обусловле-

ны главным образом процессом осаждения оливина [146, 166]<sup>1</sup>. Снижение температуры поэтому связано с удалением оливина. Этот вывод был сделан ранее Пауэрсом [184] на основании других данных. Ясно, что магмы, имеющие одинаковую температуру «силикатного ликвидуса», не обязательно будут относиться к одному типу фракционирования или же обладать одними и теми же стадиями фракционирования. Авторы не разделяют мнения о том, что сравнительное изучение условно выделенных Вагером стадий, как это, например, было предпринято Бараггом [15], может иметь какой-либо смысл.

### *Последовательность кристаллизации*

Последовательность кристаллизации гавайских оливиновых толеитов и толеитов, установленная Макдональдом [147], следующая: оливин, плагиоклаз, гиперстен (если он встречается), авгит, окислы железа. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что для этих типов базальтов в преобладающем большинстве случаев первой силикатной фазой является оливин, но появление пироксена обычно предшествует образованию плагиоклаза. Интересно отметить, что Орх начинает кристаллизоваться почти при той же самой температуре, что и Сrx.

В целом же порядок кристаллизации первичных силикатных фаз не имеет, по-видимому, большого значения, так как в ходе кристаллизации длительное время все фазы кристаллизуются совместно. Конечно, последовательность кристаллизации приобретает значение тогда, когда раньше образовавшиеся кристаллы отделяются от жидкости. Последствия отделения каждого из основных силикатов будут рассмотрены в дальнейшем.

### *Температура солидуса*

Точная температура, при которой в природных условиях происходит кристаллизация остаточной части лав, не установлена; однако приближенная оценка может быть сделана на основе замеров температуры в буровой скважине, пробуренной в корковой части лавового озера Килауэа-Ики [11]. Температура в корковом слое в точке соприкосновения с вязкой лавой, заполнившей скважину, была 1057—1065°. Реальность полученных значений температуры подверглась сомнению в связи с возможными искажениями в ходе бурения и в результате влияния

<sup>1</sup> Следует отметить, что пикритовые базальты не содержат гиперстен, тогда как в базальтах присутствуют микрофенокристаллы гиперстена. Если бы пикритовые базальты возникли исключительно за счет аккумуляции оливина, то они должны содержать также и гиперстен. Возможно, что после образования пикритовых базальтов могло иметь место некоторое фракционирование (см. [166]).

магмы. Предполагалось, что температура окончания кристаллизации должна быть меньше приведенных.

Минимальная величина температуры солидуса может быть определена, по-видимому, на основе допущения, что состав остаточной жидкой фазы приблизительно соответствует гранитному составу. Татл и Боуэн [240] пишут, что безводный синтетический гранит начинает плавиться при  $960^{\circ}$ . Они отмечают несоответствие их данных с ранее опубликованной Грейгом, Шефердом и Мервином [93] цифрой  $800^{\circ}$  и объясняют эти различия плавлением метастабильной ассоциации.

Ранее уже отмечались трудности определения температуры солидуса, и величины, приведенные в табл. 16, могут оцениваться только как максимальные. В целом же эти величины согласуются с приведенными выше предельными значениями.

### *Процессы окисления в породах*

При исследовании пород Липари Вашингтон [262] отметил, что во многих лавах, состав которых меняется от риолитов до базальтов, стекловатые участки потоков менее окислены, чем их более раскристаллизованные участки. Гольдшмидт [84] придерживается мнения, что вулканические породы более окислены, чем их глубинные аналоги, тогда как Г. К. Кеннеди [120] полагает, что «свежие базальты почти всегда менее окислены, чем габбро». Анализы нескольких пород из потока Килауэа 1921 г. показывают, что стекловатые лавы характеризуются лишь несколько большей степенью окисления (например, волосы Пеле, № 10, табл. 2), чем более раскристаллизованные представители этих пород (например, хребет выдавливания, № 14, табл. 2). Одна порода средней кристалличности, по-видимому, более окисленная (например, № 12, табл. 2). Наблюдения над характером распределения цветового индекса по разрезу через один поток позволяют допускать широкую изменчивость степени окисления, в особенности в пределах плоскостей «скальвания» в массивных лавах, а также и в более пузыристых и стекловатых краевых зонах. По этой причине авторы воздерживаются от принятия вывода Вашингтона до проведения более детального изучения разреза через один из потоков.

В более поздней работе Вашингтон [267] отмечает, что в общем содержание FeO в лавах типа пахоэхоэ выше, чем в эквивалентной лаве типа аа, и предполагает, что, поскольку лавы типа пахоэхоэ менее раскристаллизованы, они также обеднены и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по сравнению с лавами типа аа. Этот вывод подтвердили Тилли и Скун [232], которые привели два анализа доисторического потока Мауна-Лоа (табл. 18). Однако приведенные Муиром и Тилли [165] анализы лав типов аа и пахоэхоэ из центральной части потока Мауна-Лоа 1935 г. (табл. 19)

свидетельствуют против этого. Но одно исключение, конечно, не может поставить под сомнение правильность сделанного обобщенного вывода, тем не менее желательна проведение дополнительных исследований.

Таблица 19

Окисленность лав типа пахоэхоэ и аа

	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Общее содержание железа в виде Fe
Лава 1935 г., Мауна-Лоа, остров Гавайи [165]			
Пахоэхоэ . . . . .	8,44	3,00	8,66
Аа . . . . .	9,22	2,20	8,71
Доисторическая лава, серия Кахуку, Мауна-Лоа [232]			
Пахоэхоэ . . . . .	8,60	2,70	8,57
Аа . . . . .	7,76	3,52	8,49

По лаве Килауэа 1921 г. имеются некоторые данные, дополняющие сведения об окислении в зависимости от степени раскristаллизации пород. В табл. 11 приведены содержания FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для стекла с небольшим количеством хром-шпинели, полученного при закалке расплава, выдержанного при температуре 1250° в течение одного часа. Данные по содержанию FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в стекле со средним содержанием кристаллической фазы, полученном при закалке расплава, выдержанного при температуре 1140° в течение одного часа, приведены в табл. 18. Из этих данных можно сделать вывод, что материал с большей степенью кристалличности более окислен; однако следует отметить, что исходный материал, который был хорошо закристаллизован, оказался менее окисленным, чем материал, полученный в результате двух описанных опытов. Условия эксперимента и условия образования пород в природе не могут быть, конечно, полностью сопоставимы.

**Инверсия ромбический — моноклинный пироксен**

В 1935 г. Боуэном и Шерером [34] была опубликована кривая инверсии ромбический — моноклинный пироксен по материалам опытов с нагреванием шести природных ромбических пироксенов со сравнительно небольшим содержанием алюминия. Им не удалось синтезировать чистые конечные члены ряда MgSiO<sub>3</sub>—FeSiO<sub>3</sub> в ромбической сингонии ни при какой температуре. Некоторые из природных ромбических пироксенов легко преобразуются в моноклинные; для перехода других необходи-

ма добавка флюса NaF. Конец кривой, представленной энстатитом — клиноэнстатитом, был зафиксирован при  $1140^\circ$ , а конечные высокожелезистые разности ( $\text{En}_{12}\text{Fs}_{88}$ ) — около  $955^\circ$ . Так как кривая была выведена на основании изучения природных ромбических пироксенов, Хесс [103] сопоставил температуру магмы в начале кристаллизации пироксенов с кривой инверсии Боуэна и Шерера. Обычно температура магмы, как полагает Хесс, ниже кривой инверсии в случае пироксенов более магниального состава, чем  $\text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$  ( $1110^\circ < T < 1140^\circ$ ), и выше кривой инверсии, когда состав пироксенов менее магниальный, чем  $\text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$  ( $955^\circ < T < 1110^\circ$ ). Таким образом, можно ожидать, что пироксены, более магниальные по составу, чем  $\text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$ , начнут кристаллизоваться в магме в ромбической сингонии, тогда как менее магниальные пироксены, чем  $\text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$ , будут кристаллизоваться, вероятно, в моноклинной сингонии. В опытах с двумя природными базальтами возникли ромбические пироксены, состав которых не определялся. В кварцевых долеритах из Гонулулу, Оаху, кристаллизация Орх началась при  $1185^\circ$  одновременно с Срх; в лаве Мауна-Лоа 1887 г. кристаллизация Орх начинается при  $1180^\circ$  также одновременно с Срх. Оба значения температуры выше кривой инверсии Боуэна и Шерера, где следовало бы ожидать кристаллизации моноклинных пироксенов.

Это противоречие может быть связано с различиями в составе кристаллов, влиянием флюса NaF, использовавшимся в опытах Боуэна и Шерера, или же нечетко выраженной инверсией. Ромбический пироксен из лавы Мауна-Лоа 1887 г. характеризуется, по-видимому, более высоким содержанием алюминия (табл. 3), чем пироксены, исследовавшиеся Боуэном и Шерером. При превращениях в расплаве NaF в состав пироксенов может входить некоторое количество натрия; однако добавка флюса в опытах Боуэна и Шерера требовалась не для всех пироксенов. Превращение ромбического пироксена, присутствующего в исходных породах, могло не произойти в ходе данных опытов из-за недостатка времени; однако образовавшиеся кристаллы были, по-видимому, полностью перекристаллизованы. Следует отметить, что на основании последних синтетических исследований по превращениям Орх—Срх возникают сомнения в обоснованности кривой инверсии Боуэна и Шерера. В 1939 г. Тило и Роже [222] обнаружили еще одну разновидность  $\text{MgSiO}_3$  (мезоэнстатит), которая, по их мнению, является промежуточной по стабильности между клиноэнстатитом и энстатитом, а границы ее устойчивости лежат в пределах  $1270\text{—}900^\circ$ . Фостер [79] описал клиноэнстатит в метастабильной форме и пришел к выводу, что превращение энстатита в протоэнстатит (мезоэнстатит) происходило при температуре  $1140^\circ$ , первоначально

считавшейся Боуэном и Шерером температурой инверсии энстатит — клиноэнстатит. Атлас [10] нашел, что инверсия энстатит — клиноэнстатит происходит при  $985^\circ$  в присутствии щелочного флюса, а также около  $1100^\circ$  в присутствии диопсида. Ранее установленные величины для чистого  $MgSiO_3$  были подтверждены Йодером [292] для давления  $H_2O$  1000 бар. Шерер и Йодер (неопубликованные данные, 1951 г.), используя метод «сухой» закладки, установили, что инверсия происходит по крайней мере уже при температуре  $1125^\circ$ ; однако эти данные не были признаны удовлетворительными из-за образования промежуточной структурной разновидности. Бойд и Шерер [44] вновь исследовали инверсию  $MgSiO_3$  как в «сухих», так и в гидротермальных условиях при равновесии кристаллов с диопсидом. При этом наилучшее значение было получено около  $1075^\circ$ ; однако авторы не высказали своего мнения в отношении точной температуры инверсии чистого  $MgSiO_3$ . Бойд и Ингленд [43] при проведении исследований по установлению кривых инконгруэнтного и конгруэнтного плавления энстатита при высоких давлениях путем экстраполяции полученных ими данных выяснили, что энстатит, по-видимому, будет превращаться в протоэнстатит при давлении 1 атм и температуре около  $1025^\circ$ . Путем подобной экстраполяции установлено, что при давлении в магме свыше 3000 бар и температуре ниже  $1250^\circ$  возможно существование только ромбических пироксенов<sup>1</sup>. Короче говоря, то, что можно было объяснить температурным влиянием, теперь также можно отнести к изменению давления. Авторы считают, что вследствие неопределенности природы инверсии, ее температуры и влияния давления трудно установить в настоящее время температуру магмы на основании исследования инверсии Орх—Срх.

### *Соотношение гиперстен — авгит*

Следует обратить особое внимание на одновременную кристаллизацию Орх+Срх в кварцевом долерите и лаве Мауна-Лоа 1887 г. В некоторых базальтах гиперстен, если он присутствует, образуется, по-видимому, прежде авгита (например, лава Мауна-Лоа 1887 г.), о чем можно судить по его более идиоморфным очертаниям и более крупным размерам выделений в сравнении с авгитом. Хотя, вероятно, нет основания сомневаться в более раннем образовании Орх по сравнению с Срх

---

<sup>1</sup> По новейшим данным (Boyd F. R., England J. L., Brian T. C., Effects of Pressure on the Melting and Polymorphism of Enstatite,  $MgSiO_3$ , Journ. of Geoph. Res., 69, No. 10, 1964) для кривой превращения протоэнстатит — энстатит дано уравнение  $t = 985^\circ C + 84 P$  (кбар) с тройной точкой протоэнстатит + протоэнстатит жидкость при  $1650^\circ$  и 8 кбар. — Прим. ред.

в некоторых базальтах<sup>1</sup>, все же следует помнить, что в магмах с несколькими разновидностями минералов скорость роста последних может значительно различаться, и более идиоморфные очертания не всегда могут служить критерием более раннего образования. По этой причине при определении последовательности кристаллизации необходима известная осторожность.

Устойчивость гиперстена в течение всей истории кристаллизации также представляет особый интерес. В гиперстенсодержащих породах Коолау-Рандж, Оаху, Уэнтуорт и Винчелл [275] «не обнаружили никаких других ромбических пироксенов, кроме как в виде фенокристаллов...» Однако при описании породы и в заключительном петрографическом очерке они включают ромбический пироксен в число минералов основной массы! Макдональд [147] установил присутствие гиперстена в основной массе тех пород острова Гавайи, для которых он характерен. Изучение Шерером и Моримото [206] системы  $Ab-Di-En$  и Хитёне-ном и Шерером [166] системы  $An-Di-En$  свидетельствует о том, что если обогащенный энстатитом пироксен появляется в виде самостоятельной фазы, он сохраняется в ходе всей кристаллизации.

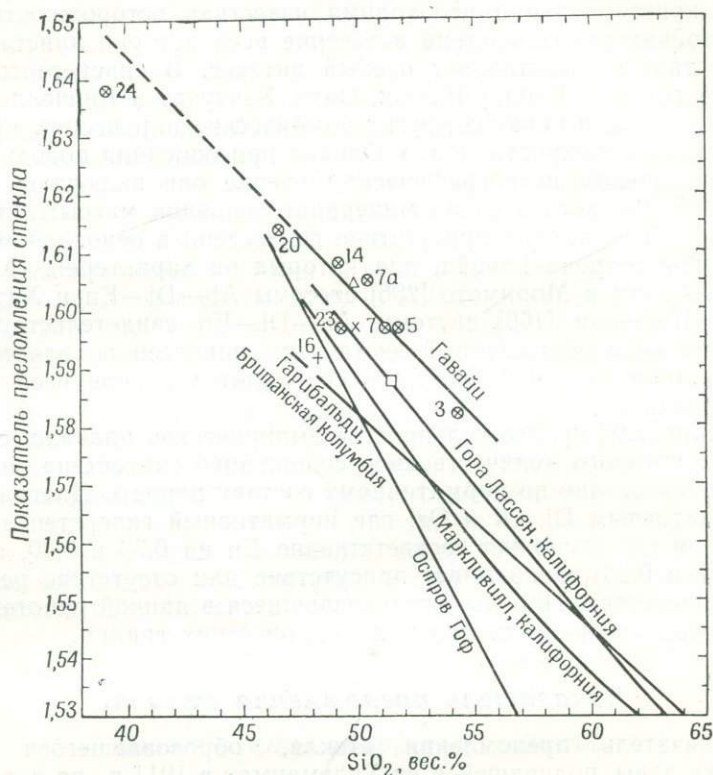
Тилли [228] предложил простое эмпирическое правило, с помощью которого количественное содержание гиперстена может быть предсказано по нормативному составу породы. Диаграмма с нормативным  $Di$ ,  $OI$  и  $Qz$ , где нормативный гиперстен заменен  $OI$  и  $Qz$  (умножая соответственно  $En$  на 0,70 и 0,30, а  $Fs$  на 0,77 и 0,23), показывает присутствие или отсутствие реального гиперстена. Породы, исследовавшиеся в данной работе, использовались при установлении эмпирических границ.

### *Показатель преломления стекла*

Показатель преломления стекла, образовавшегося при закалке лавы, поднявшейся из Халемаумау в 1911 г., по данным Мервина [63], равен 1,605. Природное стекло из потока Килауэа 1921 г. имеет  $n=1,605$ , что хорошо совпадает как с показателем стекла, извлеченного из более глубоких участков потока, так и с показателем стекла, полученного искусственно в платиновой посуде. Показатели преломления синтетических стекол могут быть сравнены (фиг. 9) с показателями преломления стекол из районов горы Лассен и Маркливилл, Калифорния, и района Гарибальди, Британская Колумбия, обобщенных

<sup>1</sup> Описаны, однако, и многочисленные примеры обратных соотношений, когда ромбический пироксен образует каемки вокруг моноклинного пироксена, именуемого в данной работе субкальциевым авгитом. Такие соотношения особенно характерны для сибирских траппов и, по-видимому, возникают при повышенной железистости (В. С о б о л е в, Петрология траппов Сибирской платформы, Труды Арктического ин-та, 43, 1936). — Прим. ред.

Мэтьюсом [156], и стекло с острова Гоф, изученных Ле Метром [142]. Эти исследователи плавил навески пород в 10 мг на угольных электродах вольтовой дуги в течение нескольких секунд. Влияние углерода на отношение  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  не определялось.



Фиг. 9. Показатели преломления стекол, полученных из анализировавшихся природных базальтов.

⊗ — гавайские породы; △ — лава 1911 г. из Халемауау [63]; × — стекло «Кеннеди» [120], приготовленное из оливинового толента NM5; □ — оливиновый толент «Кеннеди» NM5 [120]; + — базальт № 16 с высоким содержанием окиси алюминия из нагорья Медисин-Лейк, Калифорния. Остальные линии взяты из сводной работы Мэтьюса [156] и неопубликованной работы Ле Метра [142]. Способы получения стекол не во всех случаях одинаковы.

Согласно Ларсену и Берману [139], удельное светопреломление  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  равно соответственно 0,187 и 0,308. Небольшое изменение в содержании  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  должно поэтому влиять в значительной степени на показатель преломления стекла. По этой причине вариации в кривых, относящихся к разным регионам, могут быть следствием различий как в способе получения стекол, так и исходного валового состава.

Особенно интересен результат, полученный при изучении окисленного гавайита из Мауна-Кеа (№ 23, табл.2); показатель преломления его стекла равен 1,597. Исходная порода характеризуется высоким содержанием  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$ , присутствие которых должно повышать показатель преломления; тем не менее показатель преломления синтезированного стекла гораздо ниже полученной кривой. Причины этого противоречия не выяснены; возможно, что сравнительно низкое содержание магния и высокое содержание щелочей компенсируют влияние окислов с высоким удельным светопреломлением. Показатель преломления 1,602, рассчитанный на основании удельной рефракции, несколько выше, чем в безводном синтетическом стекле с измеренной плотностью 2,751.

### *Ограниченность возможности применения данных*

Приведенные выше данные соответствуют поведению главных типов базальтов, находящихся в условиях, близких к равновесным, и при давлении 1 атм. Однако эти выводы не объясняют поведения этих же базальтов в природных условиях даже в том случае, если полученные данные в значительной мере совпадают с полевыми наблюдениями. Тем не менее они помогают выяснению основной картины поведения базальтов. По результатам, полученным при экспериментальных исследованиях в условиях, близких к равновесным, возможно предсказать различные неравновесные пути кристаллизации, по которым может пойти развитие природных частных магм.

Следует еще раз подчеркнуть, что во многих случаях результаты эксперимента зависят от применяемой техники и небольшие различия в базальтах могут быть не замечены из-за ее несовершенства. Результаты исследования окисленных гавайитов могут служить примером того, как окисление влияет частично на характер поведения базальтов. С учетом всех отмеченных трудностей в следующем разделе будет сделана попытка интерпретации выводов на базе физико-химических равновесий, установленных в лабораториях для чистых систем.

# Применение результатов к простой базальтовой системе

## ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

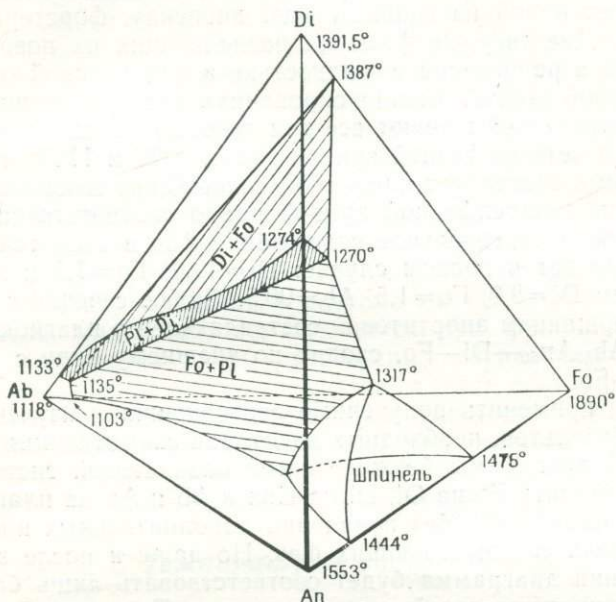
Боуэн [26] первым обратил внимание на кристаллизацию гапло-базальтовой магматической системы  $Di-Ab-An$ , в составе которой присутствуют конечные члены моноклинных пироксенов и плагиоклазов природных базальтов. На основании данных экспериментального изучения этой простой системы он установил отсутствие базальтовой эвтектики и рассмотрел характер кристаллизационной дифференциации. Фогт [247] дополнил эту простую базальтовую систему, построив тетраэдры  $Fo-Ab-An-Di$  и  $Fo-Ab-An-En$  исключительно по данным Боуэна [25, 26] и Андерсена [6]. Диаграммы, построенные Фоггом на основании этих данных и полевых наблюдений, оказались исключительно точными в своей основе. Примерно в то же самое время Боуэн [29] вновь рассмотрел ход кристаллизации базальтовой магмы, используя для этой цели тетраэдр  $Fs-Ab-An-Di$ . Боуэн отметил «удивительно близкое совпадение» некоторых составов в тетраэдре со средним составом траппов Декана, которые он считал родоначальной магмой<sup>1</sup>. Барт [19] также использовал нормативный тетраэдр  $An-Ol-Ne-SiO_2$ , в котором он объединил  $Di$  с  $Ol$  для получения различных возможных вариантов фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Он полагал, что из одной и той же базальтовой магмы в различных условиях могут образоваться «пересыщенные» и «недосыщенные» кремнеземом породы и породы «нейтрального» состава, хотя для образования «недосыщенного» кремнеземом остатка необходима исходная базальтовая жидкость, содержащая нормативный  $Ne$ .

## КРИТИЧЕСКИ НЕДОСЫЩЕННАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ СИСТЕМА

Самой важной плоскостью в главном базальтовом тетраэдре (фиг. 1) является плоскость, образованная основными фазами

<sup>1</sup> Вашингтон [263] описал базальты Декана как плато-базальты. По составу они толеитовые, и их не следует смешивать с типом плато-базальтовой магмы острова Малл, которая родственна щелочному базальту [13]. Боуэн [29] считал родоначальной магму типа щелочного плато-базальта Гебрид, по-видимому, на основании ошибочного предположения о существовании реакционных соотношений с оливвином.

базальта: плагиоклазом, моноклинным пироксеном, оливином. Эту плоскость критической недосыщенности кремнеземом можно достроить конечными членами плагиоклазового ряда. Полученный таким образом тетраэдр представляет собой упрощенную безжелезистую базальтовую систему, компонентами которой являются  $Di-Fo-Ab-An$ . Эта система впервые была рассмотрена Т. Фогтом.



Фиг. 10. Упрощенная система безжелезистого критически недосыщенного базальта ( $Di-Fo-Ab-An$ ), построенная частично по данным Боуэна [26], Осборна и Тайта [177], Шерера и Моримото [205], Шерера и Йодера [209, 210].

Новые данные позволяют сейчас уточнить положение поверхностей ликвидуса в этой системе (фиг. 10). Грань тетраэдра  $Di-Ab-An$  построена по данным Боуэна [26] с внесением уточнений для сечения  $Di-An$ , по Осборну [173], и для сечения  $Di-Ab$ , по Шереру и Йодеру [208]. Сечение  $Di-Ab$  не бинарное, и жидкость при  $1133^\circ$  находится в равновесии с плагиоклазом состава  $An_{25}^1$  и алюминийсодержащим моноклинным пироксеном [208]. Сечение  $Di-An$  также не является бинарным главным образом из-за наличия в диопсиде твердого раствора кальциевой молекулы Чермака [см. 173, 116, де Нёвиль, Кларк и Шерер, неопубликованные данные, 1961 г.]. Грань тетраэдра

<sup>1</sup> Состав плагиоклаза определен по очень сходной системе  $Ab-An$  — сфен [185].

$Di-Ap-Fo$  заимствована из работы Осборна и Тайта [177], грань  $Di-Ab-Fo$  — из работы Шерера и Моримото [205], а последняя грань  $Ab-Ap-Fo$  и внутренняя область тетраэдра построены на основании уже упомянутых систем.

Некоторые свойства системы  $Di-Fo-Ab-Ap$  представляют особый интерес. Если пренебречь объемом шпинели, то внутри тетраэдра можно выделить три объема, каждый из которых соответствует одной из главных фаз: диопсиду, форстериту, плагиоклазу. Две твердые фазы на разделяющих их поверхностях находятся в равновесии с жидкостью, а вдоль одной общей четырехфазной кривой (конденсированная система) в равновесии с жидкостью присутствуют все три твердые фазы. Температуры по концам четырехфазной кривой равны 1270 и 1135° и разница между ними составляет лишь 135°; содержание алюминия в этих же точках четырехфазной кривой равно соответственно 15,9 и 17,6 вес. %. Относительное содержание фаз в этих точках кривой составляет в первом случае:  $Di=49,0$ ;  $Fo=7,5$  и  $Ap=43,5$ ; во втором:  $Di=8,0$ ,  $Fo=1,5$ ,  $Ab=90,5$ . Любое сечение с постоянным содержанием анортитовой составляющей в плагиоклазе, например  $Ab_{50}Ap_{50}-Di-Fo$ , сходно по внешнему виду с системой  $Ab-Di-Fo$ .

Чтобы применить полученные соотношения к изучению природных базальтов, необходима некоторая схематизация этой упрощенной диаграммы безжелезистой базальтовой системы. Мы можем заменить  $Fo$  на  $OI$ ,  $Di$  на  $Srx$  и  $Ab$  и  $Ap$  на плагиоклазы любого состава ( $Pl$ ) без появления дополнительных или уменьшения числа сосуществующих фаз. Но даже и после этих преобразований диаграмма будет соответствовать лишь базальтам в плоскости критической недосыщенности. Тем не менее при условии этих ограничений возможно, как будет показано ниже, применить подобную диаграмму ко всем базальтам.

## ПРИМЕНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Первичные фазовые объемы*

В рассмотренных экспериментах плавления на силикатном ликвидусе главных типов базальтов возможно появление любой из основных фаз. Поэтому кристаллизация может начинаться в любом первичном фазовом объеме<sup>1</sup> одной из основных фаз. В узком интервале снижения температуры к первичной силикатной фазе присоединяются остальные основные силикатные фазы. Это позволяет предполагать, что начальный валовой состав ба-

<sup>1</sup> Для четырехкомпонентной системы  $Ab-Ap-Di-Fo$  использована общепринятая терминология (см. [198]); следует, однако, помнить, что в многокомпонентных природных базальтах соотношения более сложные.

зальтов располагается очень близко к четырехфазной кривой<sup>1</sup> вне зависимости от первичного фазового объема, в который попадает состав базальта. Количественные соотношения фаз вдоль четырехфазной кривой находятся в соответствии со многими базальтами. Например, в точке пересечения четырехфазной кривой с плоскостью  $Ab_{50}An_{50}-Di-Fo$  приблизительный состав (вес. %) будет следующим:  $Di=28,5$ ,  $Fo=4,5$  и  $Pl=67,0$ . Небольшие изменения валового состава могут поэтому привести к резкому изменению состава кристаллизующейся первичной фазы.

Однако близость базальтов к четырехфазной кривой имеет гораздо большее значение. Эта особенность позволяет предполагать, что сами базальты в большинстве случаев являются продуктом фракционного плавления или кристаллизации. Было бы более странно, если бы нахождение столь различных типов базальтов вблизи четырехфазной кривой было связано с каким-либо другим процессом. Такое расположение базальтов напоминает концентрацию пород гранитного состава вблизи минимальной точки плавления в системе  $Ab-Og-Qz$  [240].

Состав жидкостей, образующихся при фракционном *плавлении*, изменяется вдоль равновесных пограничных «кривых». С другой стороны, остаток в конечном счете обогащается фазой, лежащей на поверхности ликвидуса. Такое обогащение очищенного остатка может привести к появлению мономинеральных тел анортозитов, пироксенитов или дунитов в зависимости от того, что образуется на ликвидусе<sup>2</sup>: плагиоклаз, пироксен или оливин.

### Температуры соосаждения

Особое значение, по-видимому, имеет температура начала совместной кристаллизации всех трех основных фаз. При равновесных условиях все валовые составы на одной и той же конъюгационной «линии»<sup>3</sup> достигнут четырехфазной пограничной кривой при одинаковой температуре. При полном фракционировании все валовые составы на одной кривой фракционирования достигнут четырехфазной пограничной линии при одной и той же температуре. Жидкости при более высоких температурах на четырехфазной кривой могут привести к появлению жидкостей, существующих на этой кривой при более низкой температуре. При постоянном давлении жидкости, находящиеся при более низкой температуре, не могут образовать магму, имеющую более высокую температуру на четырехфазной кривой. Эти свойства служат ключом для выяснения родственных связей между магмами.

<sup>1</sup> Определение терминов см. в [176].

<sup>2</sup> Винклер и Платен [283] недавно предположили, что анортозиты являются остатком ультраметаморфизма осадков.

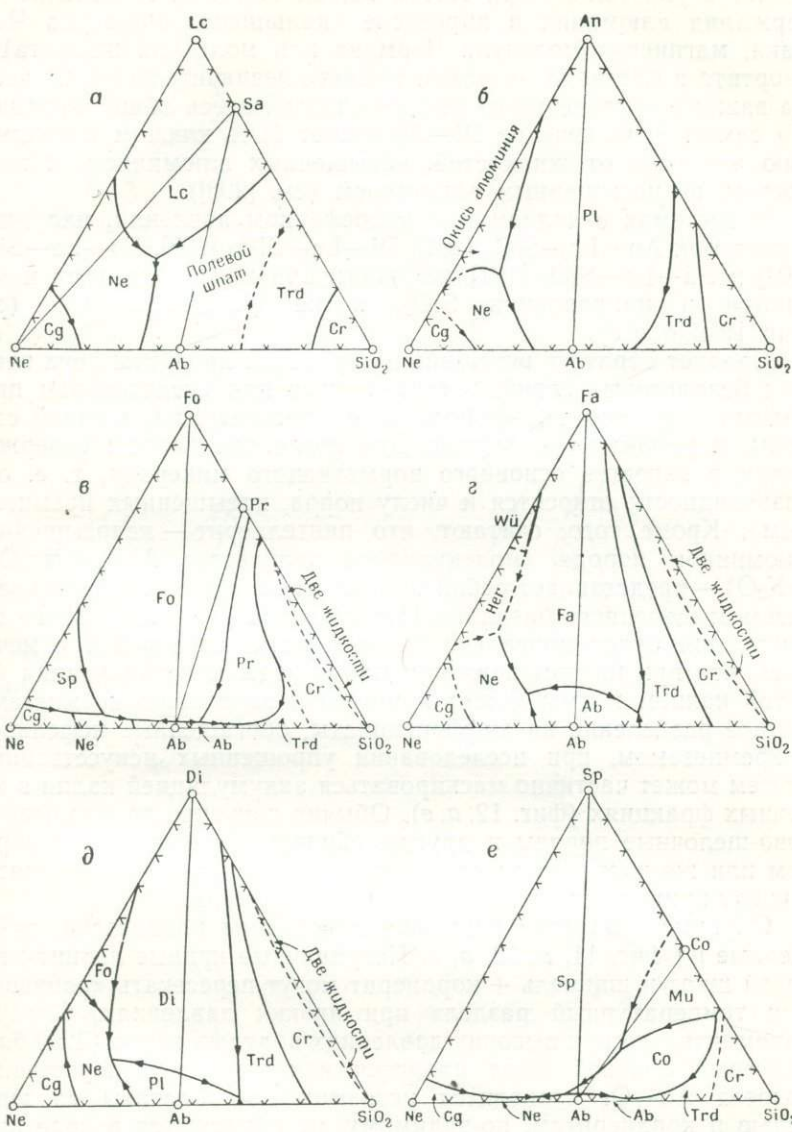
<sup>3</sup> Определение терминов и отношение к равновесной кривой см. в [176].

В ходе экспериментов плавления было установлено, что все базальты достигают четырехфазной кривой приблизительно при одной и той же температуре 1155—1170° (см. табл. 16). Подразумевается, что валовые составы всех исследованных базальтов лежат на конъюгационной «линии» (или «кривой» фракционирования) или же вблизи нее. На этом основании могут быть получены многие разновидности базальтов путем вычитания фазы или ассоциации фаз определенного (или переменного) состава. Фазы (или фаза) должны, конечно, иметь состав, обычно осаждающийся из базальтовой магмы. (Последним обстоятельством часто пренебрегают при построении диаграмм вычитания.) Хотя небольшие различия в наблюдавшихся температурах могут иметь большое значение, тем не менее неопределенность имеющихся в настоящее время данных не позволяет произвести строгое подразделение, на основе которого можно было бы оценить родственные связи между различными базальтами. С другой стороны, неудовлетворительные результаты опытов свидетельствуют о том, что ряд особенностей родоначального базальта (или базальтов) может быть связан с незначительными различиями в составе.

### *Роль небольших различий в составах*

Роль небольших различий в составах может быть легко показана на примере систем  $Di-Ne-SiO_2$  [208] и  $An-Ne-SiO_2$ , приведенных на фиг. 11, *д* и *б*. В последней системе валовой состав на разрезе  $Ab-An$  кристаллизуется в виде плагиоклаза. Рассмотрим валовые составы чуть правее или левее линии  $Ab-An$ . Конечные продукты кристаллизации этих составов будут представлены соответственно плагиоклазом + тридимитом или плагиоклазом + нефелином. Другими словами, очень небольшие различия в исходном валовом составе могут привести к образованию жидкостей, состав которых в одном случае изменяется по направлению к кремнезему, в другом — к нефелину [17, 19]. Линия  $Ab-An$ , а также  $Fo-Ab$  [Грейг, неопубликованные данные; 210] и  $Fa-Ab$  [35], приведенные на фиг. 11, *в* и *г*, являются границами «равновесного температурного раздела», которые не пересекаются линиями жидкостей при равновесных условиях.

Сходное положение занимает сечение  $Di-Ab$  в системе  $Di-Ne-SiO_2$  (фиг. 11, *д*). Валовой состав на линии  $Di-Ab$  при кристаллизации дает плагиоклаз + алюминийсодержащий диопсид. При кристаллизации валовых составов несколько правее или левее этого сечения образуются соответственно плагиоклаз + + алюминийсодержащий диопсид + тридимит и плагиоклаз + + алюминийсодержащий диопсид + нефелин. Сечение  $Di-Ab$ , по-видимому, не является бинарным, и все (что было отмечено



Фиг. 11. Диаграммы фазовых равновесий, иллюстрирующие положение «равновесного температурного раздела» по отношению к главному сечению Ne—SiO<sub>2</sub>.

*a* — Lc—Ne—SiO<sub>2</sub> [202, 199]; *б* — An—Ne—SiO<sub>2</sub> [210]; *в* — Fo—Ne—SiO<sub>2</sub> [210]; *з* — Fa—Ne—SiO<sub>2</sub> [35]; *д* — Di—Ne—SiO<sub>2</sub> [209]; *е* — Sp—Ne—SiO<sub>2</sub> [207].

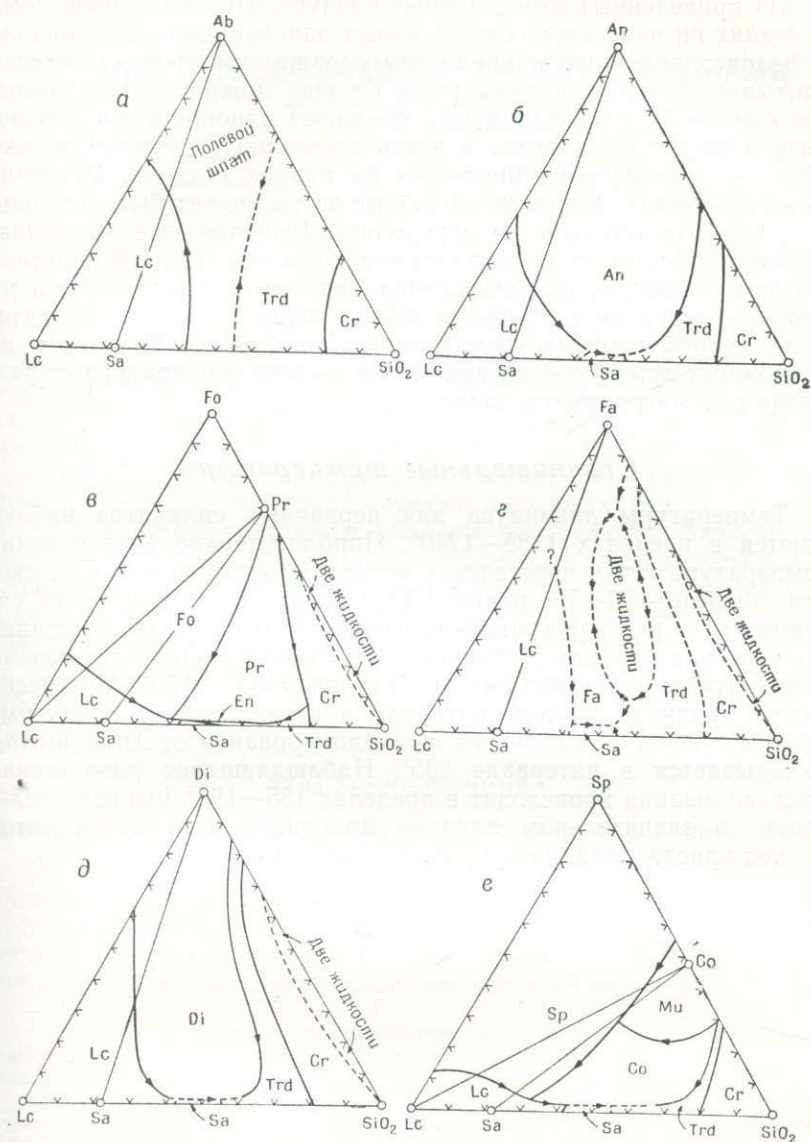
выше) верно только при самом общем подходе. Изменение содержания алюминия в пироксене (кальциевая молекула Чермака, магниевая молекула Чермака или молекула жадеита) и анортита в плагиоклазе может вызвать незначительные, но весьма важные отклонения от представленной здесь общей картины. На самом деле, сечение  $Di-Ab$  может быть ключом к пониманию перехода от жидкостей, насыщенных алюминием, к жидкостям, не насыщенным алюминием (см. [208]).

В системах с калием при атмосферном давлении, например в системах  $An-Lc-SiO_2$  [204],  $Di-Lc-SiO_2$  [203],  $Fo-Lc-SiO_2$  [204] и  $Fa-Lc-SiO_2$  [192], жидкости при кристаллизации изменяются в направлении  $SiO_2$ , а не фельдшпатоидов (см. фиг. 12, б, д, в, г).

Следует обратить внимание на конечные продукты двух главных базальтовых серий, установленных при исследовании природных образований: фонолиты и пантеллериты, с одной стороны, и риолиты — с другой. Две последние породы содержат кварц в качестве основного нормативного минерала, т. е. обе разновидности относятся к числу пород, насыщенных кремнеземом<sup>1</sup>. Кроме того, считают, что пантеллерит — недосыщенная алюминием порода (молекулярное количество  $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$ ) — представляет собой производную недосыщенного кремнеземом щелочного базальта. Объяснение этого аномального соотношения будет приведено ниже. Однако еще ранее отмечалось, что при низком давлении паров воды кристаллизация богатой калием магмы может привести к появлению кремнезема. Четкое разделение на дифференциаты, обогащенные нефелином и кремнеземом, при исследовании упрощенных искусственных систем может частично маскироваться аккумуляцией калия в конечных фракциях (фиг. 12, а, е). Обычно допускается, что известково-щелочные породы и другие, образующиеся главным образом или же частично за счет процессов ассимиляции, относятся к числу природных образований подобного рода.

Обращают на себя внимание диаграммы равновесия, помещенные на фиг. 11, а, 12, а, е. Пограничные кривые лейцит + полевой шпат и шпинель + кордиерит могут пересекать «равновесный температурный раздел» при низких давлениях. Следует напомнить, что при высоких давлениях водяных паров (2600 бар) калиевый полевой шпат плавится конгруентно и пересечение разреза  $Ab-Og$  становится невозможным. Составы со шпинелью и кордиеритом, по-видимому, не образуются в ходе нормального фракционирования базальтовой магмы; однако они могут возникать при ассимиляции некоторых осадков.

<sup>1</sup> В связи с этим имеются возражения против утверждения В. К. Кеннеди [126], что магмы оливиновых базальтов никогда не дают кварцсодержащих дифференциатов. Интересно, что Кеннеди [126] нанес состав оливинового базальта вблизи сечения  $Fo-Di$  в системе  $Fo-Di-SiO_2$ .



Фиг. 12. Диаграммы фазовых равновесий, иллюстрирующие влияние калия на ход кристаллизации жидкостей в системах с главным сечением Lc—SiO<sub>2</sub>.  
 а — Ab—Lc—SiO<sub>2</sub> [202, 199], б — An—Lc—SiO<sub>2</sub> [204]; в — Fo—Lc—SiO<sub>2</sub> [200]; г — Fa—Lc—SiO<sub>2</sub> [192];  
 д — Di—Lc—SiO<sub>2</sub> [203]; е — Sp—Lc—SiO<sub>2</sub> [200].

Из приведенных выше данных следует, что *при равновесных условиях* ни одна жидкость не может одновременно дать начало нефелинсодержащим и кремнеземсодержащим продуктам, если учитывать только основные фазы. Отсюда можно сделать вывод, что единая базальтовая магма не может одновременно образовать и толеитовую ветвь, и ветвь щелочных базальтов только лишь за счет фракционирования на ранних стадиях. Различие между магмами, дающими подобные ветви, может быть настолько мало, что его нелегко определить. Решение уже упоминавшейся проблемы о родоначальном базальте (или базальтах) зависит, очевидно, от нахождения приемлемого пути преодоления предполагаемого барьера между недосыщенными и критически недосыщенными кремнеземом типами магм. Некоторые из возможных путей пересечения «равновесного температурного раздела» рассматриваются далее.

### **Сравнительные температуры**

Температуры ликвидуса для первичных силикатов наблюдаются в пределах 1185—1240°. Приблизительно рассчитанная температура точки пересечения четырехфазной кривой и плоскости  $Ab_{50}An_{50}-Di-Fo$  равна 1200°. Даже если выбранная система имеет ряд недостатков в отношении состава, рассчитанная температура хорошо совпадает с наблюдавшимися начальными температурами совместного осаждения 1155—1170°. Интересно также сравнить полный интервал кристаллизации. В системе  $Ab-An-Di-Fo$  полный ряд фракционирования от  $An_{100}$  до  $Ab_{25}$  укладывается в интервале 135°. Наблюдавшаяся равновесная кристаллизация происходит в пределах 135—195°, что свидетельствует о значительном влиянии дополнительных компонентов на ход кристаллизации природных базальтов.

## Возможные переходы между главными типами магм

На основе известных диаграмм равновесия при давлении 1 атм выше был сделан вывод о том, что никакая единая магма в равновесных условиях не может образовать одновременно магмы толентовой ветви и ветви щелочных базальтов. Авторы предположили, что при других обстоятельствах единая родоначальная магма в одних условиях может дать начало магме толентовой ветви, в других — ветви щелочных базальтов. Эти условия возникают главным образом в результате разделения жидкости и кристаллов, влияния давления на температуры плавления, изменения соотношения компонентов в твердых растворах и окисления. Приведенное ниже исследование представляет собой попытку оценить степень влияния вышеназванных факторов на кристаллизацию. Кроме упомянутых процессов, на ход кристаллизации могут влиять газовый перенос и ассимиляция; однако роль последних здесь не рассматривается.

### ОТДЕЛЕНИЕ ОЛИВИНА

#### *Реакционные соотношения в искусственных системах*

Оливин играет особую роль в каждой из двух главных магматических серий, и его поведение определяет их взаимоотношение. Для толентовых магм характерна реакция оливина с жидкостью с образованием пироксена<sup>1</sup>; считается, что подобные соотношения в щелочно-базальтовых магмах<sup>2</sup> не наблюдаются<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> Оторочка гиперстена вокруг оливина не всегда является следствием реакции с жидкостью. Окисление оливина может также приводить к появлению вокруг него каемки ромбического пироксена и магнетита.

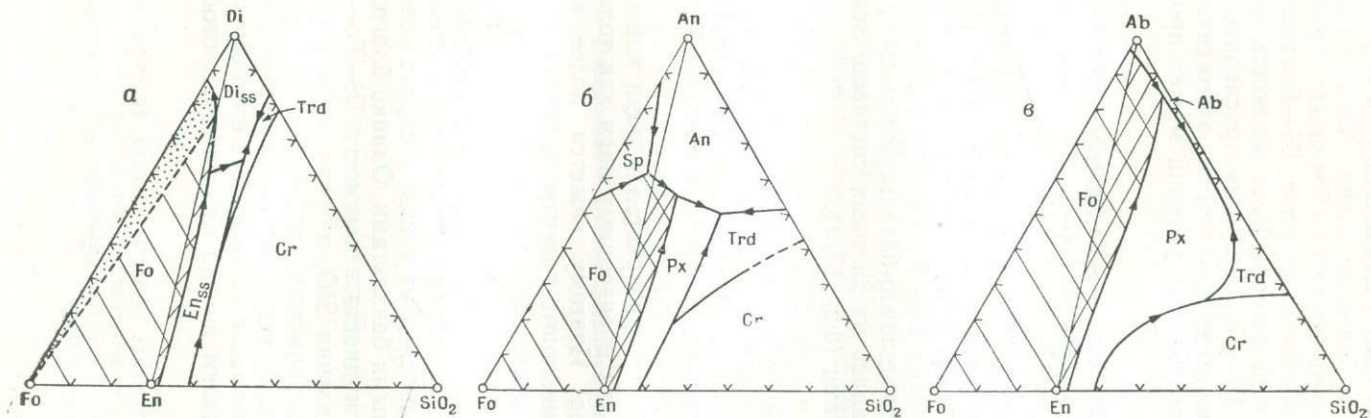
<sup>2</sup> Тилли отметил [226], что вывод Боуэна о родоначальной магме связан с ошибочно установленными реакционными соотношениями в плато-базальтах Гебрид, которые в настоящее время сопоставляются со щелочно-базальтовыми магмами.

<sup>3</sup> Шерер и Йодер [208] на основании изучения системы Di—Ne—SiO<sub>2</sub> отметили, что в щелочно-базальтовой жидкости возможны реакционные соотношения оливина с жидкостью с образованием пироксена. Пример подобной реакции Fo+L → Di описан Тилли, Гиттинсом и Скуном [229] в нефелиновых сиенитах с моноклинным пироксеном Халибёртона, Онтарио, в которых фаялит окружен оторочкой моноклинного пироксена.

Анализ диаграммы Боуэна [25] с исправлениями, внесенными Осборном и Муаном [175] и Шерером и Йодером (неопубликованные данные, 1962) для системы  $Di-Fo-SiO_2$  (фиг. 13, а), свидетельствует о том, что в случае оливиновых толеитов этот обобщенный вывод может быть несколько ограничен. Линия ликвидуса оливина перекрывает области оливиновых толеитов и толеитов, однако только составы на участках, заштрихованных косо и в клетку, могут обнаружить реакционные соотношения. Оливиновые толеиты на участке, покрытом точками, не могут иметь реакционных соотношений. Оливин, кристаллизующийся из составов, лежащих на участке, заштрихованном в клетку, будет расходоваться при равновесных условиях полностью на реакцию с жидкостью, и жидкость может давать насыщенные кремнеземом дериваты. Оливин, кристаллизующийся из составов, лежащих на участках с косой штриховкой, также реагирует с жидкостью, но расходуется лишь частично; в конечных продуктах оливин устойчив. Оливин, кристаллизующийся из составов, находящихся на участке, покрытом точками, не реагирует с жидкостью и может присутствовать в конечных продуктах кристаллизации. (Между полями с косой штриховкой и покрытым точками расположен чрезвычайно узкий клиновидный участок, не изображенный на фиг. 13, а, в пределах которого должна наблюдаться резорбция и рекристаллизация форстерита. Эта узкая область не устанавливается при экспериментальных исследованиях из-за очень небольшого температурного интервала — менее  $2^\circ C$ .) При длительном выпадении кристаллов (фракционировании) из составов, лежащих на участках, заштрихованных косо и в клетку, могут образоваться насыщенные кремнеземом породы. Фракционирование составов, расположенных на покрытом точками участке, не может изменить характер конечных продуктов кристаллизации.

Все вышесказанное в большей степени относится к перидотитам; в связи с этим необходимо рассмотреть эти соотношения с учетом наличия плагиоклаза (фиг. 13, б, в). Все составы на участках, соответствующих оливиновым толеитам ( $An-Fo-En$ ,  $Ab-Fo-En$ ), характеризуются реакционными соотношениями оливина с жидкостью; то же самое относится и к составам толеитов ( $An-En-SiO_2$ ,  $Ab-En-SiO_2$ ), находящимся на участках, заштрихованных в клетку. Следует также указать, что на фиг. 13, б и в фракционная кристаллизация всех валовых составов приводит к появлению насыщенных кремнеземом дериватов.

К сожалению, полные анализы систем  $An-Di-Fo-SiO_2$  и  $Ab-Di-Fo-SiO_2$  в настоящее время выполнить невозможно из-за отсутствия некоторых данных. Однако необходимо отметить, например, что новые работы Бойда и Шерера [44] и Шерера и Йодера (неопубликованные данные) вносят дополнительные исправления в систему  $Di-Fo-SiO_2$ . Пограничная кривая

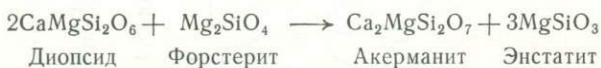


Фиг. 13. Диаграммы фазовых равновесий с полями валовых составов, в которых при равновесных условиях ход кристаллизации форстерита одинаков.

В поле, покрытом точками, реакционных соотношений форстерита с пироксеном не наблюдается; для косозаштрихованных полей характерны реакционные соотношения пироксена и форстерита в конечных продуктах; в полях, заштрихованных в косую клетку, пироксен реагирует с форстеритом до полного исчезновения последнего.

*a* — Di—Fo—SiO<sub>2</sub> [25, 175, Шерер и Йодер, неопубликованные данные, 1962 г.]; *б* — An—Fo—SiO<sub>2</sub> [6]; *в* — Ab—Fo—SiO<sub>2</sub> [209]. Поле двух жидкостей вблизи и вдоль сечения En—SiO<sub>2</sub> в области кристаллита на диаграммах не показано.

для двух пироксенов и ее соотношение с линией сольвуса вплоть до 1405° изучена теперь более детально. Хотя установленные температуры находятся в пределах ошибок опыта, точный характер пограничной кривой вблизи сечения Di—Fo может также представлять значительный интерес. Если жидкость непрерывно приближается к линии Di—Fo, интересно проследить особенности ее фракционирования по другую сторону этого сечения. Одна из возможных, но маловероятных реакций может протекать по следующей схеме:



с образованием мелилита<sup>1</sup>. Насколько авторам известно, мелилит не может сосуществовать с гиперстеновым пироксеном. С другой стороны, эта пограничная кривая может иметь минимум до достижения сечения Di—Fo. Поэтому, очевидно, нет основания утверждать, что щелочно-базальтовая магма (нормативный нефелин) образовалась из валовых составов, лежащих на участке, покрытом точками (фиг. 13, а).

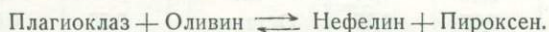
Из этих диаграмм можно сделать предварительный вывод, что обедненные плагиоклазом *магмы* (периодотитовые), находящиеся на косозаштрихованном участке (фиг. 13, а), обладают потенциальной возможностью образовывать при кристаллизации или при плавлении оливиновые толеиты и толеиты. Кроме этого, обогащенные плагиоклазом составы (фиг. 13, б и в) в области оливиновых толеитов могут при кристаллизации или плавлении послужить источником для производных магм как толеитов, так и оливиновых толеитов. Поэтому кажется более вероятным предположение, что оливиновые толеиты являются родоначальными для толеитов. На основании анализа диаграммы An—Di—Fo—SiO<sub>2</sub> авторы допускают, что некоторые породы, в нормативном составе которых отмечается присутствие небольших количеств гиперстена, могут не обнаруживать реакционных соотношений. Подобные породы следует в таком случае объединять с критически недосыщенными базальтами. Однако благодаря алюминию в диопсиде все жидкости в плоскости Di—Fo—An могут быть смещены в направлении SiO<sub>2</sub> и тогда такие породы будут генетически связаны с оливиновыми толеитами. Эти данные, также как и нижеследующие, подчеркивают важную роль критически недосыщенных базальтов (в плоскости оливиновых базальтов на фиг. 2) и указывают на ряд присущих им особенностей.

<sup>1</sup> Обращает на себя внимание сходство такого явления, как наличие твердого раствора энстатита в диопсиде в присутствии другой обогащенной магнием фазы, с подобным явлением, рассматриваемым ниже, в разделе «Плагиоклазовый эффект» (стр. 100).

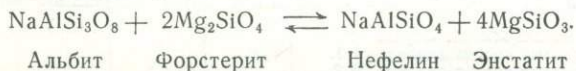
## Реакция Шенда

Макдональд [146, 147] и Пауэрс [184] указали, что серия насыщенных кремнеземом лав из Килауэа могла появиться в большей своей части за счет удаления оливина. (Муир, Тилли и Скун [166] позднее отметили, что для получения такой серии взаимосвязанных пород необходимо также удаление части пироксена и плагиоклаза.) Если диаграммы на фиг. 13 рассматривать в качестве приемлемой основы, то удаление оливина не может повлиять на заключительный этап кристаллизации насыщенной кремнеземом магмы. Как было описано выше, удаление оливина из преобладающей части оливиновых толеитов может изменить конечный ход кристаллизации магмы. По имеющимся к настоящему времени данным, по-видимому, невозможно получить щелочно-базальтовую магму путем удаления оливина из оливиновых толеитов. Насколько известно авторам, сечения Fo—Di, Fo—Ab, Fa—Ab (см. фиг. 11, *в* и *г*) являются бинарными и представляют собой равновесные температурные разделы. Большая часть сечения Fo—An — бинарная; однако удаление шпинели приводит к обогащению остаточных жидкостей кремнеземом.

Граничная кривая в направлении к сечению Di—Fo на фиг. 13, *а* обнаруживает еще одну интересную особенность в этом отношении. Шенд [212] при исследовании лав острова Маврикий привел простую реакцию, которая может объяснить переход жидкостей, образующихся в поле оливиновых толеитов, в поле щелочных базальтов. Эта реакция следующая:



Пироксен в реакции Шенда [212] является моноклинным [213]. Барт [19] предположил, что пироксен представлен пижонитом и приводит следующую реакцию:



Эти две реакции имеют первостепенное значение в основном упрощенном базальтовом тетраэдре (фиг. 1). В подтверждение этой реакции Барт приводит два щелочных базальта (с нормативным нефелином), в которых, как он утверждает, присутствует пироксен пижонитового состава; один из щелочных базальтов с Маркизских островов, другой — из Мауна-Кеа, остров Гавайи. Эта реакция, позволяющая преодолеть равновесный температурный раздел, имеет большое значение. Поэтому было выполнено повторное исследование этих пород и присутствующих в них пироксенов. Образец с Маркизских островов взят из Атуана-Велли, остров Хива-Оа. Анализы пород и пироксенов были

опубликованы Бартом [18]<sup>1</sup>. Новые анализы пород и трех фракций моноклинных пироксенов были выполнены Дж. К. Скуном (табл. 20 и 21; см. также табл. 22). При сравнении анализов пород видно, что основные различия наблюдаются в содержании  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $CO_2$ . Явно завышенное содержание  $TiO_2$  и соответственно низкое содержание  $Al_2O_3$  в анализе Вашингтона и Киса уже отмечалось (см. [303]). Скуном было установлено значительное количество  $CO_2$  как в материале, анализировавшемся

Таблица 20

Анализы щелочного базальта из Атуана-Велли, Хива-Оа, Маркизские острова (USNM 101361)

	1	2		3	4	5
$SiO_2$	45,53	45,01	Or	4,45	3,40	3,40
$Al_2O_3$	14,70	13,63	Ab	17,29	18,34	18,34
$Fe_2O_3$	1,09	1,58	Ne	1,99	—	—
FeO	10,10	10,19	An	26,69	25,58	25,58
MnO	0,14	0,16	Di	21,29	13,90	21,60
MgO	9,94	10,30	Hу	—	11,46	4,15
CaO	10,84	10,68	Ol	18,20	14,10	14,26
$Na_2O$	2,46	2,16	Il	8,21	6,69	6,69
$K_2O$	0,78	0,64	Mt	1,62	2,32	2,32
$TiO_2$	4,31	3,52	Ap	0,34	0,34	0,34
$P_2O_5$	0,13	0,17	Ct	—	3,40	—
$H_2O^+$	0,43	0,51	Ms	—	—	2,85
$H_2O^-$	0,07	0,16	Остаток	0,50	0,66	0,66
$CO_2$	He опр.	1,51				
Сумма	100,52	100,22	Сумма	100,58	100,19	100,19

1. Аналитик М. Г. Кис (см. [18]). Анализ Дж. Х. Скуна исходной растертой породы дал 1,53%  $CO_2$ .

2. Новый анализ Дж. Х. Скуна.

3. Нормативный состав анализа № 1.

4. Нормативный состав анализа № 2.

5. Видоизмененный нормативный состав анализа № 2, в котором  $CO_2$  выражено через магнезит [(Mg, Fe)  $CO_3$  = Ms], наблюдавшийся в оливине.

Кисом, так и в самой исходной породе. Нормативный состав породы с учетом соответствующего количества карбоната, по-видимому, достаточно близок к плоскости критической недосыщенности. Оба аналитика, несомненно, исследовали одну и ту же

<sup>1</sup> Анализы и петрографическое описание пород с Маркизских островов были подготовлены к публикации Вашингтоном, Бартом и Кисом, но смерть Вашингтона в 1934 г. помешала завершению исследования. Местонахождение рукописи работы «Петрология Маркизских островов», на которую имеется ссылка в статье Барта, не известно.

Таблица 21

Анализы моноклинных пироксенов из щелочного базальта  
из Атуана-Велли, Хива-Оа, Маркизские острова (USNM 101361)

	1	2	3	4		5	6
SiO <sub>2</sub>	47,11	50,00	49,65	49,46	Or	0,19	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	3,57	3,53	3,67	Ab	1,57	1,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,84	1,94	1,81	2,11	Ne	—	0,94
FeO	12,20	5,81	6,44	6,20	An	7,13	7,51
MnO	He опр.	0,12	0,12	0,10	Di	48,04	78,83
MgO	16,65	14,78	14,49	14,70	Hu	28,03	—
CaO	13,54	21,42	21,58	21,46	Ol	2,51	4,33
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,43	0,42	0,45	Mt	5,57	2,78
K <sub>2</sub> O	0,03	0,05	0,04	0,07	Il	7,14	3,72
TiO <sub>2</sub>	3,75	1,82	1,95	1,95	Остаток	—	Нет
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	0,28	0,12	0,19	Сумма	100,18	100,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	» »	He опр.	He опр.	He опр.			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	» »	Нет	Нет	Нет			
Сумма	100,34	100,22	100,15	10,036			

1. Аналитик Т. Ф. У. Барт [18].  
 2. Легкая фракция. Аналитик Дж. Х. Скун.  
 3. Средняя фракция. Аналитик Дж. Х. Скун.  
 4. Тяжелая фракция. Аналитик Дж. Х. Скун.  
 5. Нормативный состав анализа № 1.  
 6. Нормативный состав анализа № 3.

Таблица 22

Пересчеты анализов моноклинных пироксенов, приведенных в табл. 21

	1	2	3	4
Si	1,774	1,850	1,848	1,837
Al	0,131	0,099	0,099	0,110
Ti	0,095	0,051	0,053	0,053
Ti	0,011	—	—	—
Al	—	0,056	0,053	0,051
Fe <sup>3+</sup>	0,108	0,053	0,049	0,058
Cr	—	0,009	0,004	0,004
Fe <sup>2+</sup>	0,382	0,180	0,199	0,192
Mn	—	0,004	0,005	0,002
Mg	0,505	0,703	0,700	0,706
Mg	0,435	0,117	0,109	0,112
Ca	0,547	0,850	0,862	0,854
Na	0,018	0,031	0,027	0,031
K	—	0,002	0,002	0,003

1. Jd + Ac<sub>1,8</sub> Tsch<sub>13,1</sub> Hd<sub>38,2</sub> Di<sub>16,5</sub> En<sub>30,4</sub>.  
 2. Jd + Ac<sub>3,3</sub> Tsch<sub>9,9</sub> Hd<sub>18,4</sub> Di<sub>66,6</sub> En<sub>1,3</sub>.  
 3. Jd + Ac<sub>2,9</sub> Tsch<sub>9,9</sub> Hd<sub>20,4</sub> Di<sub>65,8</sub> En<sub>1,0</sub>.  
 4. Jd + Ac<sub>3,4</sub> Tsch<sub>12,0</sub> Hd<sub>19,4</sub> Di<sub>65,2</sub> En<sub>0,0</sub>.

породу. При сравнении моноклинных пироксенов получается иной вывод. Если пироксен, исследовавшийся Бартом, был пижонитом, то по данным нового анализа моноклинные пироксены, извлеченные из образца, взятого из Атуана-Велли, Хива-Оа, обладают высоким содержанием СаО и характерны для критически недосыщенных пород. Их нормативный состав сходен с нормативным составом пироксенов из щелочных базальтов и окисленных гавайитов (табл. 3, № 20 и 23 соответственно). В качестве второго примера недосыщенного базальта, содержащего пироксен пижонитового состава, Барт [17] приводит базальт из Нохонаохаэ, Мауна-Кеа, Гавайи. Порода анализировалась Вашингтоном [264]; состав пироксена на основании микроскопического определения следующий: Wo — 15, En — 35, Fs — 50%. Точная привязка образцов и шлифов неизвестна. В нормативном составе другого образца из конуса Нохонаохаэ, Мауна-Кеа, остров Гавайи, описанном Муиром и Тилли [164], установлено присутствие Ne. Из этой породы был проанализирован моноклинный пироксен [164], состав которого оказался сходен с составами пироксенов из нормальных щелочных базальтов. Пижонит ими не установлен.

Барт [17] предполагает, что в тихоокеанских лавах пижонит присутствует в основной массе, а диопсид-авгит из Халеакала, Мауи, анализировавшийся Вашингтоном и Мервином [271], — в виде фенокристаллов. Макдональд и Пауэрс [155] также считают, что фенокристаллы лав Халеакала являются авгитом, тогда как пироксен основной массы представлен пижонитом. При изучении шлифов, любезно предоставленных д-ром Пауэрсом, по образцам с нормативным содержанием Ne [155], в которых, по данным Макдональда и Пауэрса, в основной массе присутствует пижонит, было установлено наличие тонко рассеянной вкрапленности пироксена, без сомнения являющегося титан-авгитом. Макдональд [152] при характеристике щелочных базальтов Кауаи выразил сомнение в том, что присутствующий в них пироксен с небольшим углом оптических осей «представлен пижонитом, т. е. пироксеном с небольшим содержанием кальция».

Косвенное указание на отсутствие пижонита в щелочных базальтах содержится в утверждении Вилкинсона [278]: «Структуры распада для моноклинных пироксенов из щелочных оливиновых базальтов не характерны». Кроме того, при исследовании Шерером и Йодером [210] системы Ne—Fo—SiO<sub>2</sub> никаких прямых указаний на реакцию между форстеритом и альбитом не обнаружено. На основе вновь выполненных анализов образцов с Маркизских островов и микроскопических исследований пород с нормативным нефелином, в основной массе которых, считалось, присутствует пижонит, авторы пришли к выводу, что представленная Бартом реакция в лавах не имеет места. Отсюда сле-

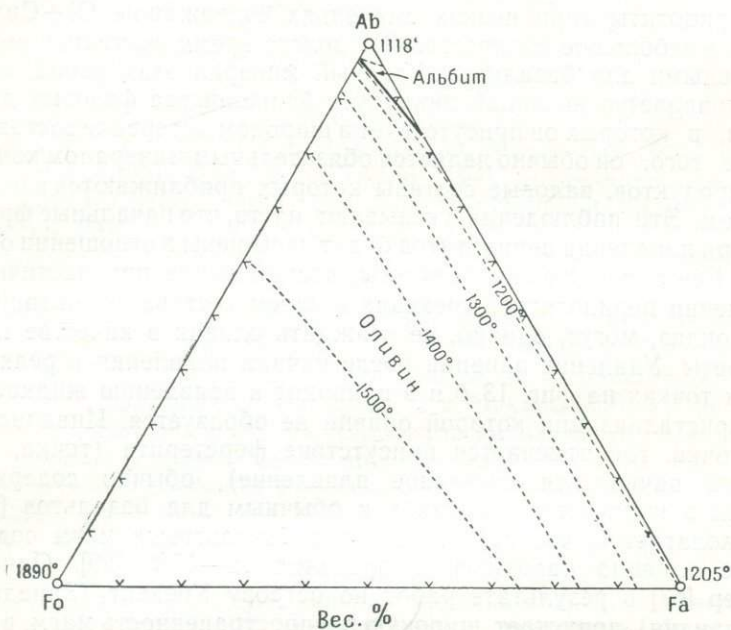
дует, что нет никаких оснований ставить под сомнение вывод Шенда [213] о несовместимости нефелина и энстатита в изверженных породах. Но, как будет показано в разделе об эклогитах, при высоких давлениях наблюдается очень сходная реакция, и она играет, по-видимому, важную роль в формировании двух главных типов магм.

### *Содержание оливина в жидкостях*

Перидотиты (при низких давлениях содержащие  $O1 + Crx + Орх +$  небольшое количество  $Pl$ ) долгое время считались родоначальными для базальтов. Главный минерал этих пород, оливин, появляется на линии ликвидуса большинства фазовых диаграмм, в которых он присутствует в широком интервале составов. Кроме того, он обычно является обязательным минералом конечных продуктов, валовые составы которых приближаются к перидотитам. Эти наблюдения указывают на то, что начальные фракции при плавлении перидотитов будут насыщены в отношении оливина. Все последующие базальты, возникающие при частичном плавлении перидотитов, имеющих в своем составе нормативный плагиоклаз, могут, однако, не осаждать оливин в качестве первой фазы. Удаление оливина после начала плавления в реакционных точках на фиг. 13, б и в приводит к появлению жидкости, при кристаллизации которой оливин не образуется. Инвариантная точка, где отмечается присутствие форстерита (точка, где должно начинаться частичное плавление), обычно содержит оливин в количествах, близких к обычным для базальтов [29]. Предполагается, что нормальное для базальтовых магм содержание оливина находится в пределах 12—15% [29]. Однако Древер [67] в результате работ по острову Убекент (Западная Гренландия) допускает широкую распространенность магм, в которых нормативное содержание оливина может достигать по меньшей мере 25%. Вилли [288] на основе изученной Риккером [189] системы  $CaO-FeO-MgO-SiO_2$  указал, что такое высокое содержание оливина в жидкости может быть достигнуто при соответствующих температурах в присутствии  $CaO$ . К сожалению, значительные количества молекул кирштейнитовой и монтichelитовой молекул исключительно редки в оливинах из пикритов и базальтов. Высокое давление паров воды, также по мнению Вилли, может способствовать увеличению содержания оливина в магме. Предварительное исследование системы  $Di-An-Fo-H_2O$  Йодером (1956, неопубликованные данные) показало, что точка  $Di+An+Fo+L$  с повышением давления перемещается в направлении  $An$ , а не  $Fo$ . Единственно, что вызывало сомнения в возможности существования жидкостей с содержанием оливина до 25%, были крутые поверхности ликвидуса форстерита

в большинстве соответствующих систем, известных Боуэну в 1928 г. Из-за ограниченности данных Боуэн полагает, что повышенные температуры или аккумуляция кристаллов являлись наиболее благоприятными процессами для появления ненормально высоких содержаний оливина в магме.

Привлекают внимание нормативные составы обогащенных алюминием и щелочных базальтов, приведенные в табл. 2, № 16—20. Нормативное содержание оливина в них достигает



Фиг. 14. Система Ab—Fo—Fa, построенная по данным Шерера и Йодера по сечению Ab—Fo [210], Боуэна и Шерера — по сечению Ab—Fa [35] и Боуэна и Шерера — по сечению Fo—Fa [34] с ограничениями, указанными в тексте.

18—20%, а сами они относятся к непорфировому типу. Температуры ликвидуса обычно высокие (см. табл. 16). Содержание нормативного фаялита в оливинах равно соответственно 40, 33, 32, 38 и 36% для этих пород, и высокое содержание железа в них, по-видимому, обуславливает обычные температуры ликвидуса (фиг. 14). Содержание железа в оливинах, приводимых Древером [67] и Древером и Джонстоном [68], также сравнительно высокое. Оценка изотерм в системе Fo—Fa—Ab (фиг. 14) подтверждает вывод о том, что ненормально высокое содержание оливина может быть следствием высокожелезистой природы

оливинов<sup>1</sup>. Другое, более обоснованное, происхождение пород с ненормально высоким содержанием оливина рассматривается в следующем разделе об эклогитах.

Итак, удаление оливина будет обуславливать начальную стадию критической недосыщенности или пересыщенности. Магмы в состоянии недосыщенности могут становиться насыщенными за счет отделения оливина. Отделение оливина из недосыщенной магмы не может привести к состоянию критической недосыщенности.

## СООТНОШЕНИЕ ПИРОКСЕНОВ

### *Ромбический пироксен*

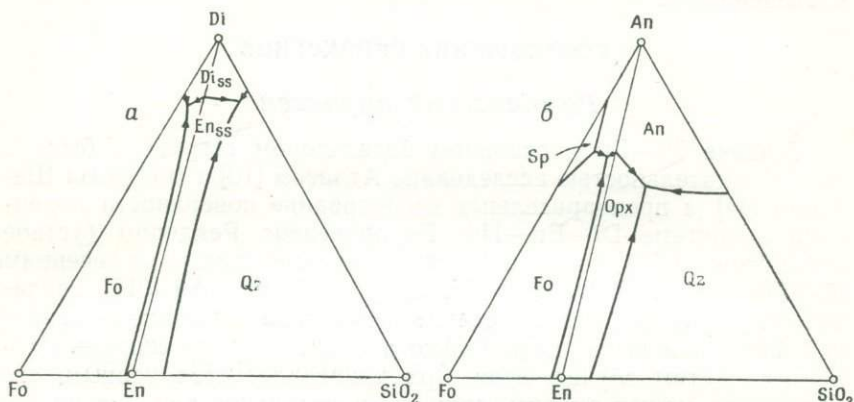
Сечение Di—En в основном базальтовом тетраэдре было с особой тщательностью исследовано Атласом [10] и Бойдом и Шерером [44], а предварительное исследование поверхности ликвидуса в системе Di—En—Hd—Fs проведено Реддером (устное сообщение, 1957). Эти данные, так же как и данные по сечениям Di—Fo—SiO<sub>2</sub> [25], Di—En—Ab [206] и Di—En—An [115], свидетельствуют о том, что появление гиперстена в качестве первичной фазы можно ожидать только в умеренно пересыщенных толентах. В том случае, если Орх кристаллизуется первым, его осаждение может оказать лишь незначительное влияние на конечный ход кристаллизации магмы. Удаление гиперстена может только продлить уже существующее состояние насыщения кремнеземом [см. 183, 184].

Ряд исследователей допускает, что на больших глубинах (при высоком давлении) кристаллизация гиперстена преобладает над кристаллизацией оливина. Следует отметить, что в безводных условиях при атмосферном давлении энстатит плавится с образованием 94,5% жидкости и 5,5% форстерита [32]. Дж. Х. Л. Фогт [246] на основании структурных особенностей пород, в которых ромбический пироксен присутствует в значительных количествах, а оливин — в небольших, считает, что при высоком давлении эти минералы характеризуются эвтектическими соотношениями, а не перитектическими. Ларсен [137] полагает, что Ol+L должны обладать меньшей плотностью, чем Орх, и высокое давление должно способствовать кристаллизации гиперстена вместо оливина. Ферхуген [244] совершенно независимо пришел к выводу на основе ряда вычисленных в зависимости от давления

<sup>1</sup> Следует обратить внимание на то, что представленная здесь диаграмма Fo—Fa—Ab в строгом смысле слова не является вполне верной. Боуэн и Шерер [34] исследовали систему Fo—Fa в присутствии железа, и температуры ликвидуса относятся к системе Fo—Fa—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а не к чистой системе Fo—Fa. Чистый фаялит плавится инконгруентно с образованием Fe + L [158]. Следует указать, что температура ликвидуса в более сложной системе определялась только до составов Fo<sub>25</sub>, а температура солидуса — до Fo<sub>60</sub>.

коэффициентов плавления, что соотношение инконгруэнтного плавления энстатита и форстерита может при сравнительно небольшом давлении исчезнуть, как это наблюдается в случае лейцита и ортоклаза. Приведенные им коэффициенты плавления относятся к сухим системам, но сравниваются они с системами, исследовавшимися в гидротермальных условиях.

Как правило, инвариантные точки перемещаются в направлении тех соединений, «точки» плавления которых испытывают



Фиг. 15. Схематические диаграммы фазовых равновесий при давлении около 10 кбар, иллюстрирующие возможные соотношения при конгруэнтном плавлении энстатита.

*a* — Di—Fo—SiO<sub>2</sub>; *b* — An—Fo—SiO<sub>2</sub>.

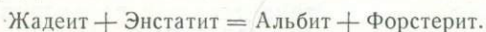
[При указанном давлении 10 кбар шпинель должна быть в равновесии с ромбическим пироксеном; следовательно, поля форстерита и анортита не должны соприкасаться, как это показано на фиг. 15, б. — Прим. ред.]

наибольшие понижения в присутствии воды. В связи с этим энстатит должен продолжать плавиться инконгруэнтно при высоком давлении водяных паров. Бойд и Ингленд [43] в ходе экспериментов с сухими системами установили, что энстатит плавится конгруэнтно при давлениях свыше 6 кбар<sup>1</sup>, а точка плавления от 1557° возрастает со скоростью 8,5°/1 кбар. Сечения Di—En и An—En будут, по-видимому, выполнять роль равновесного температурного раздела (фиг. 15) на глубинах, где давление достигает величин, больших 6 кбар. Следовательно, из одного и того же валового состава оливиновых толеитов может быть по-

<sup>1</sup> По уточненным данным, инконгруэнтное плавление MgSiO<sub>3</sub> сменяется конгруэнтным при давлениях более низких, чем 5,4 кбар, а термодинамические расчеты дают для этой точки давление 2,3 кбар, т. е. соответствующая реакция может иметь место лишь на незначительных глубинах (Boyd F. R., England J. L., Brian T. C., Effects of Pressure on the Melting and Polymorphism of Enstatite, MgSiO<sub>3</sub>, Journ. of Geoph. Res. 69, No. 10, 1964). — Прим. ред.

лучена за счет частичного плавления при низких давлениях толеитовая магма, а при высоких давлениях — магма оливиновых толеитов. Для магм, образующихся из толеитовых жидкостей, давление не играет особой роли.

Куно и др. [134] высказали предположение, что частичное плавление перидотитов при низком давлении может привести к образованию магмы, пересыщенной по отношению к  $\text{SiO}_2$ , а при высоком давлении при условии, что энстатит плавится конгруэнтно, может дать начало «недосыщенной или оливиновой щелочно-базальтовой магме». Если первичный состав перидотитов представлен  $\text{Ol} + \text{Crpx} + \text{Orpx} + \text{Sp}$  (на время исключив из рассмотрения плагиоклаз), то можно использовать диаграмму Боуэна [25] для системы  $\text{Di} - \text{Fo} - \text{SiO}_2$ . Частичное плавление в системе  $\text{Di} - \text{Fo} - \text{En}$  при давлении 1 атм, по мнению Куно и др., приводит к появлению пересыщенной жидкости. При высоком давлении ( $\sim 10$  кбар) система  $\text{Di} - \text{Fo} - \text{SiO}_2$  может быть схематично представлена диаграммой на фиг. 15, а. Перидотиты, как было отмечено выше, могут тогда образовать только недосыщенные жидкости. Современные данные указывают на то, что сечение  $\text{Di} - \text{Fo}$  при высоком давлении является стабильным, и поэтому возможность для образования щелочной магмы по способу, предложенному Куно и др., отсутствует. Сходные аргументы могут быть приведены и для случая, когда присутствует плагиоклаз (ср. фиг. 13, б и 15, б). При высоком давлении ( $\sim 10$  кбар) сечения  $\text{Di} - \text{En} - \text{Ab}$  и  $\text{Di} - \text{En} - \text{An}$  в первом приближении также играют роль температурных разделов. Куно и др., кроме того, полагают, что в жидкость переходит преобладающее количество щелочей при фракционном плавлении в условиях высокого давления обогащенной щелочами хромдиоксидовой фазы, присутствующей в перидотитах. Если считать, что щелочи в хромдиоксиде присутствуют в виде жадеитовой молекулы, реакцию жидкости с предполагаемым энстатитом можно записать так:

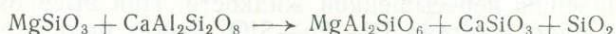


Отсюда вновь следует, что предполагаемое фракционное плавление должно привести к появлению недосыщенной, а не щелочной магмы. Это позволяет заключить, что схема Куно и др. не способствует решению самой главной проблемы — приемлемого механизма для преодоления температурного барьера между насыщенные и щелочными магмами.

Пауэрс [184] и Куно [134] наблюдали, что обогащенные оливином нодулы в базальтах связаны, за редким исключением (например, поток 1950 г. из Мауна-Лоа), с дериватами щелочных базальтов. Кажется странным, что подобные нодулы с гиперстеном [193] обнаружены в нефелинсодержащих породах. Насколько известно авторам, нефелин и гиперстен являются несовместимыми минералами при давлении 1 атм. В разделе об эцлогитах

будет показано, что такая ассоциация может образоваться на глубине в условиях высокого давления.

Хесс [104], учитывая состав ромбического пироксена из включений перидотитов в базальтах [193], отметил, что давление может способствовать реакции  $\text{En} + \text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Mg}$ -молекула Чермака. Он также указал, что подобный эффект может быть следствием более высокой температуры образования, возрастание которой обычно приводит к расширению поля твердых растворов. Данные опытов показывают, что поле устойчивости энстатита расширяется при высоких давлениях<sup>1</sup> главным образом благодаря твердому раствору с Mg-молекулой Чермака [39; 40; Йодер и Шерер, 1960, неопубликованные данные по системе  $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  при 10 кбар]. Если алюминий заимствуется из полевого шпата, тогда жидкость обогащается кремнеземом:



или



Из этих реакций следует, что насыщенные кремнеземом магмы могут образоваться за счет связывания алюминия в ромбическом пироксене. Последняя реакция, кроме того, позволяет допускать наличие связи с пантеллеритами и комендитами, производными щелочно-базальтовых серий, содержащими как нормативный *Ns*, так и свободный кремнезем.

### Моноклинный пироксен

Природа моноклинного пироксена, кристаллизующегося из магмы, может оказать большое влияние на состав производных продуктов [208]. В системе  $\text{Di} - \text{Ne} - \text{SiO}_2$  возможны по крайней мере два пути кристаллизации от равновесного температурного раздела, зависящие от состава твердых растворов в пироксене. Если в состав диопсида войдет  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$  (молекула жадеита), жидкость будет смещаться в направлении кремнезема. Сам жадеит, как известно, сосуществует с кварцем. Если в состав диопсида будет входить  $\text{MgAlAlSiO}_6$  (Mg-молекула Чермака) или  $\text{CaAlAlSiO}_6$  (Ca-молекула Чермака), возможны другие пути кристаллизации. Случаи совместного нахождения пироксена с

<sup>1</sup> Так как половина Al в энстатите находится в четверной координации, повышение растворимости глинозема в пироксене с увеличением давления должно происходить лишь до некоторого предела. Этот предел определяется устойчивостью силикатов с четверной координацией Al (прежде всего кордиерита), когда образование глиноземистого пироксена идет с повышением плотности системы. Новейшие эксперименты показали, что при очень больших давлениях содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в энстатите действительно понижается, а анализы энстатита из гранатовых перидотитов всюду дали очень низкое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . — *Прим. ред.*

высоким содержанием Са-молекулы Чермака — фассаита — и кварца не известны [234]. Кроме того, исследование системы  $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$  [53] дает основание считать, что алюминийсодержащий диопсид может служить ключом к разрешению проблемы образования мелилита. С другой стороны, эксперименты Хитёнена и Шерера [116] по системе  $\text{Di—En—An}$  и де Нёвиля, Кларка и Шерера [1961, неопубликованные данные] по системе  $\text{Ca—Tsch—An—SiO}_2$  определенно указывают на тот факт, что, как только алюминий входит в состав пироксена, в конечных продуктах появляется кремнезем. Тот или иной ход кристаллизации зависит, очевидно, от исходного валового состава системы. Теперь должно быть понятно, почему плоскость критической недосыщенности располагается вблизи или на плоскости  $\text{Fo—Ab—An—Di}$ . Жидкость в этой системе кристаллизуется полностью, с небольшим количеством энстатита в виде твердого раствора в моноклинном пироксене. Для точного определения положения плоскости критической недосыщенности необходима более сложная система, чем  $\text{Di—Ne—Fo—SiO}_2$ .

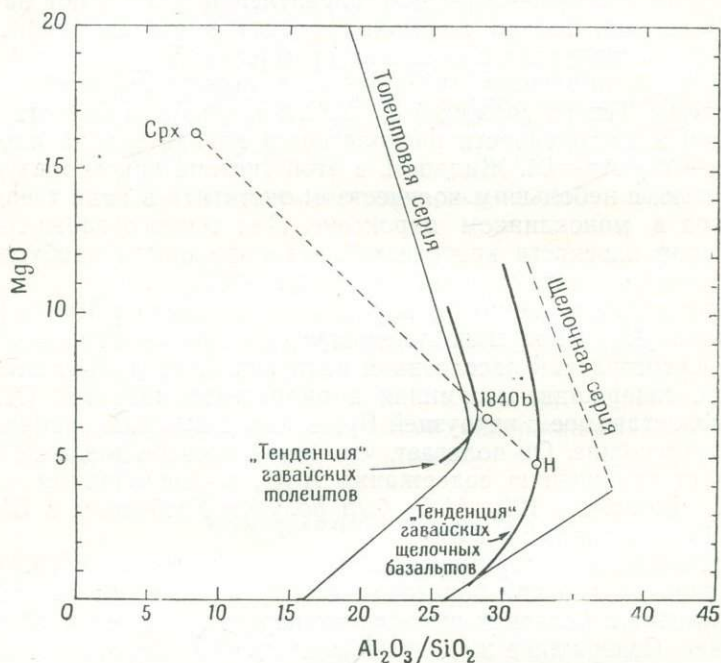
Содержание алюминия в пироксенах, по мнению Муира [161] и Брауна [46], непрерывно уменьшается по мере фракционирования Скергордской расслоенной интрузии. Хесс [105] связывает высокое содержание алюминия в пироксенах интрузии Стилуотер, сопоставимое с интрузией Бушвелда, с кристаллизацией на большой глубине. Он полагает, что более высокое давление способствует увеличению содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в моноклинном пироксене<sup>1</sup>. Диопсид с 12%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  был получен Хитёненом и Шерером [116] при давлении 1 атм.

Современные экспериментальные данные по жадеиту [191] указывают на то, что для образования этого алюминийсодержащего пироксена в условиях высоких температур требуется высокое давление. Содержание жадеита в моноклинном пироксене должно поэтому возрастать с увеличением давления. Следовательно, давление может влиять на состав кристаллизующихся из магмы пироксенов. Возможность изменения путей кристаллизации в зависимости от типа моноклинного пироксена может, таким образом, рассматриваться как существенный довод в пользу единой родоначальной магмы. Данные, которые подтверждают этот вывод, представлены в разделе об эклогитах.

Мурата [167] недавно предложил новый метод нанесения на диаграмму химических анализов базальтовых пород. По методу Мураты, отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  служит абсциссой, а содержание СаО или MgO — ординатой. Различия толеитов и щелочных базальтов на этой диаграмме выражаются очень четко. Учитывая подобие распределения точек составов каждой серии с пироксенами определенного состава, он приходит к выводу, что

<sup>1</sup> См. прим. ред. на стр. 96.

«фракционная кристаллизация моноклинного пироксена является основным механизмом преобразования толеитовых магм в щелочные». На основании этих графических построений Мурата заключает, что удаление соответствующего количества моноклинного пироксена из пород толеитовой серии ведет к концентрации соответствующих точек в области щелочных базальтов, что свидетельствует о потенциальной возможности образования подобным



Фиг. 16. Диаграмма, предложенная Муратой [167] для наглядного изображения возможности образования щелочного базальта (*H*) из оливнивого толеита (*1840b*) при удалении моноклинного пироксена (*Срх*).

Тонкие линии соответствуют средней толеитовой и щелочной сериям Мураты; жирными линиями показаны те же серии для гавайских пород.

образом щелочных базальтов. Такие построения, конечно, означают лишь, что продукты имеют такое же содержание  $MgO$  и отношение  $Al_2O_3/SiO_2$ , как и щелочные породы, но отличаются от них по всем другим характеристикам. Это хорошо проиллюстрировано примером, приведенным на фиг. 16. Удаление соответствующего количества типичного  $Срх$  (средний состав его соответствует составам пироксенов, помещенных в табл. 3, №№ 7 и 7') из базальтовой лавы 1840 г. из верхних кратеров вулкана Килауэа (отмечен цифрой *1840b*, [147]), приводит к появлению в гавайской щелочной серии ассоциации, совпадающей на ди-

аграмме со средним гавайитом (обозначен на диаграмме буквой *H* [147])<sup>1</sup>. Химический и нормативный составы материала, полученного при удалении 14,26% моноклинного пироксена, сравнивались с химическим и нормативным составами среднего гавайита, приведенными в табл. 23. Состав полученного таким

Таблица 23

Результат извлечения моноклинного пироксена из базальта по способу, предложенному Муратой [167]

	1	2	3	4		Нормативный состав	
						3	4
SiO <sub>2</sub>	50,60	51,50	48,76	50,45	Qz	—	4,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,63	4,34	15,82	16,34	Or	9,45	3,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	1,01	4,10	2,61	Ab	34,58	23,58
FeO	10,15	10,59	7,53	10,08	An	18,07	30,30
MnO	0,12	0,22	0,17	0,10	Ne	1,99	—
MgO	6,38	16,24	4,74	4,74	Di	13,66	8,04
CaO	9,56	14,25	7,99	8,78	Hu	—	20,23
Na <sub>2</sub> O	2,51	0,64	4,50	2,82	Ol	7,59	—
K <sub>2</sub> O	0,54	0,07	1,58	0,63	Il	6,23	4,71
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,13	0,01	—	0,14	Mt	6,03	3,71
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,07	—		Ar	1,68	1,34
TiO <sub>2</sub>	2,29	0,96	3,29	2,51	Остаток	—	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	—	0,72	0,51			
Остаток	0,16	—	—	0,19	Сумма	99,28	99,78
Сумма	99,88	99,90	99,20	99,90			
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0,289	0,084	0,324	0,324			

1. Базальт, лава из верхних кратеров Килауэа, извержение 1940 г. [147] (точка 1840*b* на фиг. 16).

2. Средний состав двух фракций пироксена из базальта Килауэа, доисторический поток, карьер Национального парка,  $\frac{3}{4}$  мили к северо-востоку от вулканической обсерватории (табл. 3, №№ 7 и 7'; Срх на фиг. 16).

3. Средний андезитовый андезит (гавайит) Гавайских островов [147] (точка *H* на фиг. 16).

4. Состав остатка, полученного при извлечении 14,26% моноклинного пироксена (№ 2) из базальта (№ 1), попадает в точку *H* на фиг. 16.

образом материала немного не совпадает со средним гавайитом и по нормативному составу его следует рассматривать как дериват толеитов. Ясно, что с помощью графических построений на этой простой диаграмме нельзя показать идентичность валовых

<sup>1</sup> Мурата (устное сообщение, 1962 г.) произвольно установил составы усредненного гавайита и муджиерита, которые на приведенной им фиг. 2*a* обозначены буквами *G* и *H*. Они не совпадают со средними составами гавайита и муджиерита (олигоклазовый андезит), по Макдональду [147].

химических составов приведенных ассоциаций. Поэтому авторы не согласны с выводом Мураты о том, что щелочные магмы могут образоваться из толеитовых магм при фракционной кристаллизации моноклинного пироксена.

## ПЛАГИОКЛАЗ

### *„Плагиоклазовый эффект“ Боуэна*

Одно из наиболее важных положений петрологии было сформулировано Боуэном [30] в 1945 г. и названо «плагиоклазовым эффектом». Вкратце сущность этого эффекта состоит в том, что из жидкости, содержащей кальций, не может образоваться чистый альбит. Жидкость всегда будет смещаться в направлении от анортита, и, вероятно, в дифференциатах будет появляться избыток щелочного силиката<sup>1</sup>. Такой эффект может быть главным процессом, в ходе которого при фракционировании могут образоваться насыщенные кремнеземом и обедненные окисью алюминия щелочные породы (ультращелочные, по Шенду [213]). Этот эффект уже отмечался при рассмотрении сечения  $Di-Ab$ , и там же обращалось внимание на необходимость повторного изучения системы  $Di-Ab-An$ , в особенности составов с более высоким содержанием альбитового компонента, чем в системе  $Di-Ab_{75}An_{25}$ . Преобладание олигоклаза (и кальциевого анортклаза) в производных изверженных породах и редкость альбита обусловлены, по-видимому, этим эффектом (см., например, [164]). Вследствие характерного положения линии  $Di-Ab$  в главном базальтовом тетраэдре (фиг. 1) из жидкости, образовавшейся в любом месте основного тетраэдра, может возникнуть по крайней мере один тип щелочной породы, недосыщенной окисью алюминия. В свете этих наблюдений находит поддержку предложенная Шендом [213] классификация щелочных пород на недосыщенные кремнеземом, алюминием или обоими вместе.

### *Накопление плагиоклаза и богатые окисью алюминия базальты*

В связи с тем что непорфиновые богатые окисью алюминия базальты были приняты за магму нового типа [226] и отнесены к родоначальной магме [133], возникли новые проблемы. Основной особенностью богатых окисью алюминия базальтов является, конечно, избыток окиси алюминия, составляющий примерно 17%,

---

<sup>1</sup> Сравните это явление с процессом образования щелочного силиката и свободного кремнезема, рассматриваемым в разделе, посвященном ромбическим пироксенам.

что выражается в высоком содержании плагиоклаза в их нормативном составе. Эти непорфиновые породы с высоким содержанием нормативного плагиоклаза не представляются ограниченными ни группой толеитов, ни щелочных базальтов. По Куно ([133], табл. 1, №№ 4—7), базальты, богатые окисью алюминия, содержат главным образом  $Hu + Qz$ , а в некоторых в качестве нормативных присутствуют  $Hu + Ol$ . Описанный же здесь базальт Уорнер (табл. 2, №№ 16 и 17) лежит в основном на плоскости критической недосыщенности, т. е. в нем не содержится нормативно ни  $Ne$ , ни  $Hu$ . Примеры непорфировых высокоглиноземистых базальтов с нормативным  $Ne + Ol$  (остров Гавайи) приведены Вашингтоном [264] и Муиром и Тилли [164] (табл. 24). Ассоциации базальтов с высоким содержанием окиси алюминия установлены также среди пород щелочной магматической серии Гебридских островов. Эти породы встречены на острове Скай в тесной ассоциации с муджиеритом в качестве составной части сложных лав [125]<sup>1</sup>. В табл. 25 приведены два новых анализа пород из Друим-на-Криче, один из которых соответствует порфиритовому оливиновому долериту из лабрадорита (№ 1), другой — основной массе этой же породы без полевошпатовых фенокристаллов (№ 2); в ассоциации с рассматриваемой породой присутствует муджиерит (№ 3). Петрографический состав породы совпадает в общем с описанием, данным Харкером в работе по острову Скай [96]. Второй анализ в особенности обнаруживает близкое сходство по химическому составу с гавайитом, север Паауило, Мауна-Кеа (табл. 24, № 3).

Куно [133] произвольно ограничивает определение высокоглиноземистых базальтов теми разновидностями, для которых характерен гиперстен как по нормативному, так и по реальному составу<sup>2</sup>. Он вводит, кроме того, ряд произвольно устанавливаемых ограничений в отношении содержаний щелочей, зависящих от содержания кремнезема, которое также выбирается произвольно. Так, например, порфириновая базальтовая магма центрального типа с острова Малл [13] очень сходна по составу со средним типом высокоглиноземистого базальта Японии, выделяемым Куно, и, кроме того, может быть сравнена с анализом оливинового базальта из группы базальтов, богатых окисью алюминия, приведенным в работе Куно ([133], табл. 1, № 4).

<sup>1</sup> Эти сложные лавы раньше считались сложными силлами [94].

<sup>2</sup> Обращают на себя внимание приведенные Куно [133] анализы двух моноклинных пироксенов (табл. 3, №№ 7 и 8), которые, по-видимому, извлечены из богатого окисью алюминия базальта, близкого к границе щелочных базальтов. Высокое содержание  $CaO$  в этих пироксенах и их расположение на помещенной Куно фиг. 4 типичны для моноклинных пироксенов из щелочных базальтов, а не из пород с содержанием нормативного гиперстена, равного 21,72, 17,42, 18,74 и 18,74% соответственно ([133], табл. 1, №№ 4—7).

## Афировые высокоглиноземистые базальты острова Гавайи

	1	2	3	4	4'
SiO <sub>2</sub>	50,09	49,77	48,99	45,58	45,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,49	18,37	17,85	17,71	16,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	4,28	4,59	3,94	4,40
FeO	8,47	6,55	6,51	7,98	7,38
MnO	0,15	0,21	0,21	0,22	0,24
MgO	4,33	3,86	3,90	4,29	4,07
CaO	6,92	7,19	7,18	8,81	8,56
Na <sub>2</sub> O	4,82	5,08	4,40	4,39	6,06
K <sub>2</sub> O	1,93	1,98	1,87	1,76	1,82
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,32	0,08	0,54	0,92	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,04	0,56	0,59	0,03
TiO <sub>2</sub>	2,47	2,46	2,94	3,25	5,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,78	0,36	0,41	0,46	0,51
Сумма	100,58	100,23	99,95	99,90	99,87
Or	11,12	11,68	11,12	10,56	10,56
Ab	33,99	32,75	35,63	21,22	20,96
Ne	3,44	5,54	0,85	8,66	16,47
An	26,13	21,41	23,35	23,35	11,68
Di	2,54	10,36	7,80	14,46	21,52
Ol	15,40	6,86	6,85	7,37	1,36
Mt	0,93	6,26	6,73	5,69	6,50
Il	4,56	4,56	5,62	6,15	9,73
Ap	2,02	0,67	1,01	1,01	1,34
Остаток	0,40	0,12	1,10	1,51	0,09
Сумма	100,53	100,21	100,06	99,98	100,21

1. Гавайит, северо-западный склон Мауна-Кеа, близ Нохонаохаэ, высота 2700 футов [264].

2. Гавайит, коллекция Кембриджского университета, № 57361, конус Нохонаохаэ, Мауна-Кеа [164].

3. Гавайит, коллекция Кембриджского университета, № 66076, карьер Паауило, в 1 миле к северу от Паауило, Мауна-Кеа [164].

4. Гавайит, в 3 милях от гостиницы «Олинда Трейл», северный склон Халеакела, Мауи. Новый анализ Дж. Х. Скуна образца, отобранного Дж. А. Томсоном (№ 35) и впервые проанализированного Кисом [270]. Порода афанитовая, пузыристая; сложена оливином, авгитом, плагиоклазом (андезином), магнетитом и интерстициальным с низким показателем изотропным остатком, по свойствам похожим на анальцит. Нефелин не установлен. В плотной основной массе наблюдается субпараллельная ориентировка лейст плагиоклаза, в узких клиновидных промежутках между которыми заключен оливин. В этой основной массе присутствует оливин. Фенокристаллов мало, и размеры их небольшие; они представлены авгитом и небольшим количеством зонального плагиоклаза (от лабрадорита до андезина).

4'. Тот же образец, что и под № 4, анализировавшийся Кисом [270]. Различия в результатах анализа объясняются более высоким содержанием натрия и разделением титана и алюминия [303]. Описание породы приведено Бартом [17] (ср. с приведенным выше описанием образца под № 4).

Высокоглиноземистая магма из серии щелочных базальтов  
Гейбридских островов

	1	2	3		Нормативный состав		
					1а	2а	3а
SiO <sub>2</sub>	50,57	49,35	49,68	Or	6,12	7,78	11,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,58	17,36	16,99	Ab	39,30	38,25	38,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	4,09	3,45	Ne	—	—	5,61
FeO	5,96	7,56	8,99	An	29,47	23,07	14,46
MnO	0,17	0,22	0,27	Di	7,02	9,09	6,53
MgO	2,85	3,45	2,79	Hu	3,35	1,99	—
CaO	8,13	7,35	5,46	Ol	3,70	6,01	10,67
Na <sub>2</sub> O	4,64	4,52	5,78	Mt	4,87	6,03	4,98
K <sub>2</sub> O	1,07	1,30	1,90	Il	4,26	5,47	4,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,96	0,96	1,77	Ap	0,84	0,84	1,34
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,49	0,72	0,34	Остаток	1,45	1,68	2,78
TiO <sub>2</sub>	2,21	2,88	2,13				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,36	0,48	Сумма	100,38	100,21	100,49
Остаток	—	—	0,37				
Сумма	100,33	100,12	100,40				

1. Оливиновый долерит с вкрапленниками полевых шпатов, Друим-на-Криче, остров Скай.
2. Основная масса образца № 1.
3. Муджиеритовый член сложной лавы, содержащей материал анализа № 1 [164]. Анализ Дж. Х. Скуна.

На диаграмме отношения  $Na_2O + K_2O / Al_2O_3$  с заданными пределами содержания SiO<sub>2</sub> эта магма попадает в область наибольшего углубления кривой («Big-Dipper»-shaped field), характерную для афировых базальтов с высоким содержанием окиси алюминия.

Авторам данной работы не понятна необходимость таких ограничений, поскольку различия между этими породами заключаются в высоком содержании окиси алюминия и афировой структуре. Хотя Куно, основываясь на ряде примеров, утверждает, что богатые окисью алюминия базальты на самом деле афировые, он подробно перечисляет характерные для них фенокристаллы. Авторы не согласны с выводом Куно, что базальты с высоким содержанием окиси алюминия являются промежуточными между толеитовыми и щелочными базальтами. В противоположность этому они считают эти базальты важными членами каждой из данных групп. Поэтому афировые базальты,

богатые окисью алюминия, следует, по-видимому, назвать характерными для Гавайских островов.

Высокое содержание окиси алюминия в этих базальтах может быть связано главным образом с плагиоклазами. Например, если из базальта Уорнер (табл. 2, № 17) удалить 22% плагиоклаза ( $Ap_{64}$ ), то образуется нормальный базальт (табл. 26), сходный с оливиновым базальтом Хуалалаи, анализировавшимся Вашингтоном [265]. В другом примере из среднего богатого окисью алюминия базальта Японии [133] было извлечено 30% плагиоклаза ( $Ap_{60}$ ) и состав полученного продукта оказался близок к составу оливинового базальта 1923 г. из Килауэа, фазы пахоэхоэ, анализировавшегося Шефердом [214]. Куно [133] утверждает, что добавление плагиоклаза к толеитам не может привести к образованию богатых окисью алюминия базальтов, соответствующих его определению. С целью доказать свою точку зрения он добавил плагиоклаз состава  $Ap_{70}$ — $Ap_{100}$  к толеиту с низким содержанием щелочей и значительно более кислым нормативным плагиоклазом, чем вышеприведенный<sup>1</sup>. Добавление плагиоклаза, эквивалентного нормативному плагиоклазу толеита, приводит к возникновению типичного богатого окисью алюминия базальта, как это показано в табл. 26. Отсюда следует вывод, что любой процесс образования высокоглиноземистых базальтов в значительной мере связан, по-видимому, с концентрацией компонентов плагиоклаза. Такая концентрация может быть достигнута различными путями. В случае осаждения и концентрации плагиоклаза образующаяся в результате этого порода будет порфировой. Плавление таких фенокристаллов возможно, но этот процесс кажется маловероятным. В такой же мере возможно, но вряд ли имеет место на самом деле концентрация всплывающих кристаллов плагиоклаза в верхних частях магматической камеры. В тех случаях, когда содержание воды может быть более высоким (см. [121], фиг. 1), а температура ликвидуса более низкой, переплавление представляется более вероятным процессом.

Удаление оливина из пикритов может привести к образованию базальта, богатого окисью алюминия. В принципе это явление сходно с наблюдавшимся в потоке 1840 г. из Килауэа. Муир, Тилли и Скун [168, табл. 1] установили, что потоки из нижних жерл имеют пикритовый состав и содержат только 9,07%  $Al_2O_3$ , тогда как лава верхних жерл содержит 14,63%  $Al_2O_3$ , что является результатом удаления 30,5% оливина, 12,7% моноклинного пироксена, 5,4% плагиоклаза и 1,4% рудных минералов.

<sup>1</sup> В общем в породах такого сравнительно простого состава при определении нормативного состава плагиоклаза может быть допущена ошибка только в сторону завышения содержания кальция в сравнении с действительно присутствующим. Такая ошибка обусловлена наличием окиси алюминия в модальном пироксене (ср. [29]).

Таблица 26

Сравнение высокоглиноземистых базальтов (после исключения части плагиоклаза) и типичных базальтов

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	47,77	46,5	46,01	50,19	48,8	49,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,52	15,1	15,40	17,58	12,3	11,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	1,9	1,22	2,84	4,0	2,31
FeO	7,31	9,4	8,15	7,19	10,3	9,48
MnO	0,14	0,2	0,08	0,25	0,3	0,14
MgO	9,88	12,7	13,25	7,39	10,5	12,41
CaO	11,32	10,9	10,74	10,50	9,8	9,14
Na <sub>2</sub> O	2,55	2,07	2,30	2,75	1,9	2,20
K <sub>2</sub> O	0,12	0,15	0,67	0,40	0,6	0,44
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,9	1,80	0,75	1,1	2,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,1	0,62	0,14	0,2	0,37
Остаток	0,42	—	0,26	—	—	0,28
Сумма	100,30	99,9	100,50	99,98	99,8	100,52
Or	0,56	0,84	3,89	2,22	3,34	2,22
Ab	21,48	17,29	15,72	23,06	16,24	18,34
An	38,64	31,56	29,75	34,75	23,35	20,85
Ne	—	—	1,99	—	—	—
Di	13,79	17,55	16,03	13,54	19,84	17,39
Hu	1,68	1,91	—	17,04	23,18	26,43
Ol	19,93	26,06	26,22	3,49	5,54	5,35
Il	1,37	1,67	3,50	1,37	2,13	5,32
Mt	2,09	2,78	1,86	4,18	5,80	3,25
Ap	0,17	0,34	1,34	0,34	0,34	1,01
Остаток	0,42	—	—	—	—	—
Сумма	100,13	100,00	100,30	99,99	99,76	100,16

1. Базальт Уорнер (табл. 2, № 17).

2. Анализ № 1 после удаления 22% плагиоклаза (An<sub>64</sub>; нормативный плагиоклаз № 1), пересчитанный на 100%.

3. Оливиновый базальт с высоты 7400 футов, северный склон, Хуалалаи [265].

4. Средний богатый окисью алюминия базальт Японии [133].

5. Анализ № 4 после удаления 30% плагиоклаза (An<sub>60</sub>; нормативный плагиоклаз № 4), пересчитанный на 100%.

6. Оливиновый базальт, поток пахоэхэе 1923 г. вблизи кратера Макаопуки, Килауэа [214].

Феннер [77] удалил 15,54% микрофеннокристаллов оливина из основной массы оливинового фурчита из Реймонд-Фосдик-Маунтинс, Антарктика, тем самым увеличив содержание окиси алюминия с 13,80 до 16,74%. Интересный эффект может быть продемонстрирован при добавлении одинаковых количеств  $\text{Fo}_{90}$  к базальту Уорнер и среднему (по Куно) высокоглиноземистому базальту Японии (табл. 27). Полученные в результате этого породы сходны с некоторыми пикритами. В связи с этим можно предположить, что осаждение оливина в таких магмах может привести к образованию богатого окисью алюминия непорфирового базальта. Имеются определенные трудности в получении подобным способом больших количеств базальтовой жидкости с высоким содержанием окиси алюминия, обусловленные тем, что удаление необходимого большого количества оливина будет сопровождаться, очевидно, сосаждением других фаз, например плагиоклаза.

Исследование систем  $\text{Di}-\text{Fo}-\text{Ab}-\text{An}$  и  $\text{Di}-\text{Ne}-\text{SiO}_2$  в какой-то степени вносит ясность в определение магм с высоким содержанием окиси алюминия. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в жидкости вдоль четырехфазной кривой на фиг. 10 изменяется от 15,9% у плоскости  $\text{An}-\text{Di}-\text{Fo}$  через максимум (18,9%) около  $\text{An}_{60}$  до 17,6% у плоскости  $\text{Ab}-\text{Di}-\text{Fo}$ .

В критически недосыщенных базальтах содержание окиси алюминия при нормальном фракционировании будет, вероятно, высоким. Вдоль кривой  $\text{Di}+\text{Ab}+L$  в системе  $\text{Di}-\text{Ne}-\text{SiO}_2$  содержание окиси алюминия изменяется от 12,5% в точке  $\text{Di}+\text{Ab}+\text{SiO}_2+L$  до 23,3% в точке  $\text{Di}+\text{Ne}+\text{Ab}+L$ . В связи с этим следует ожидать общего увеличения содержания окиси алюминия (и окисного железа) в направлении от более кремнеземистых пород к породам с нормативным нефелином. Однако из анализа фиг. 1 и 2 следует, что небольшие изменения валового состава вблизи точки  $\text{Ab}$  (или  $\text{Pl}$ ) будут сильно влиять на нормативный состав. Вследствие этого афировые высокоглиноземистые базальты, по-видимому, не характерны для какого-либо определенного типа базальта.

В 1954 г. Йодер [294] на основании экспериментальных работ по системе  $\text{Di}-\text{An}-\text{H}_2\text{O}$  предположил, что высокое давление воды благоприятствует увеличению содержания плагиоклаза в остаточной жидкости<sup>1</sup>. Дополнительное исследование системы  $\text{Di}-\text{Fo}-\text{An}-\text{H}_2\text{O}$  также указывает на то, что остаточные жидкости обогащены компонентами плагиоклаза. На основании

<sup>1</sup> Предварительные данные С. П. Кларка и Дж. де Нёвила (устное сообщение, 1962) по системе  $\text{Ca}-\text{Tsch}-\text{Di}-\text{SiO}_2$ , в которой присутствует  $\text{An}$ , позволяют считать, что гидростатическое давление само по себе может привести к тому же результату благодаря инконгруэнтному характеру плавления  $\text{An}$  при высоком давлении. Влияние этого характера плавления на стабильность плагиоклаза подлежит дальнейшему изучению.

Таблица 27

Сравнение высокоглиноземистых базальтов, к которым добавлены эквивалентные количества  $Fo_{90}$ , и типичных пикритовых базальтов

	1	2	3	4	5	6
$SiO_2$	48,27	44,99	40,62	50,19	45,85	43,37
$Al_2O_3$	18,28	9,14	8,93	17,58	8,79	8,48
$Fe_2O_3$	1,04	0,52	0,57	2,84	1,42	2,91
FeO	8,31	7,68	12,61	7,19	7,12	11,00
MnO	0,17	0,08	0,39	0,25	0,12	0,13
MgO	8,96	30,20	26,31	7,39	29,41	25,93
CaO	11,32	5,61	5,64	10,50	5,25	5,03
$Na_2O$	2,80	1,40	1,32	2,75	1,38	1,33
$K_2O$	0,14	0,07	0,13	0,40	0,20	0,58
$TiO_2$	0,89	0,45	0,82	0,75	0,37	1,03
$P_2O_5$	0,07	0,03	0,15	0,14	0,07	0,19
Остаток	—	—	2,87	—	—	0,27
Сумма	100,25	100,17	100,36	99,98	99,98	100,25
Or	0,56	0,56	0,56	2,22	1,11	3,45
Ab	23,58	11,53	4,85	23,06	12,05	11,22
An	36,97	18,35	18,07	34,75	16,96	15,47
Ne	—	0,28	3,33	—	—	—
Di	15,23	7,47	7,35	13,54	6,92	6,65
Hу	—	—	—	17,04	6,99	3,51
Ol	20,55	60,44	60,56	3,49	53,04	53,07
Il	1,67	0,91	1,52	1,37	0,76	1,96
Mt	1,39	0,70	0,93	4,18	2,09	4,21
Ap	0,17	—	0,34	0,34	0,17	0,44
Остаток	0,22	0,03	2,87	—	—	0,27
Сумма	100,34	100,27	100,38	99,99	100,09	100,25

1. Базальт Уорнер (табл. 2, № 16).

2. Анализ № 1 после добавления  $Fo_{90}Fa_{10}$  и соответствующего пересчета.

3. Пикрит, южный склон Гарб-Эйлин у галечникового пляжа [265].

4. Средний высокоглиноземистый базальт Японии [133].

5. Анализ № 4 после добавления  $Fo_{90}Fa_{10}$  в количестве, равном количеству его в анализе № 2, и пересчета.

6. Пикрит, дайковая порода Масафуэра, остров Хуан-Фернандес 1861.

этого можно сделать вывод, что сравнительно высокое давление воды способствует образованию богатых окисью алюминия магм. Куно [133] возражает против такого способа образования высокоглиноземистых базальтов, считая, что базальтовые вулканы не обладают большей взрывной способностью в сравнении с соседними толентовыми вулканами и что температура ликвидуса, по-видимому, не становится ниже из-за растворенной воды. В опровержение этого следует отметить, что при насыщении базальтовая магма содержит значительно меньше воды, чем более богатая кремнеземом магма при том же самом давлении воды [ср. 95, 240]. Нет необходимости сравнивать взрывную способность вулканов с более богатыми кремнеземом лавами, извержения которых сопровождаются обильным выпадением пепла, с базальтовыми вулканами, магмы которых насыщены водой при том же самом давлении. Поднявшаяся к поверхности магма обычно лишена большей части растворенных в ней газов, и поэтому не следует ожидать, что температура ликвидуса (и последовательность кристаллизации фаз) при давлении около 1 атм будет той же самой, что и при высоком давлении воды. Влияние воды на базальтовые магмы будет рассмотрено с большей детальностью в следующем разделе.

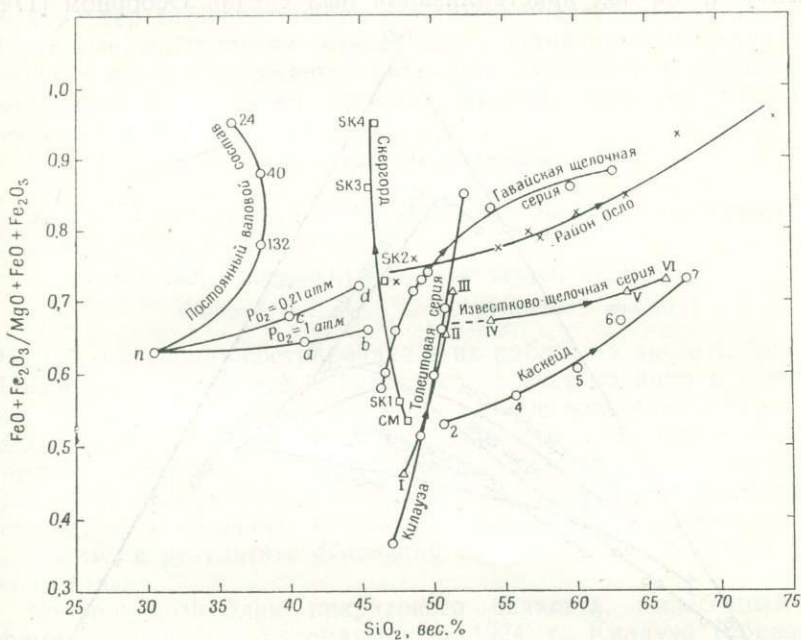
Осборн [174] поддерживает представление о том, что высокое давление воды может быть «фактором, обуславливающим задержки в появлении плагиоклаза в виде кристаллической фазы в некоторых магмах, обогащенных окисью алюминия». Однако он получил особые богатые окисью алюминия базальты без участия воды путем вычитания как пироксена, так и оливина в варьирующих в зависимости от необходимости количествах из среднего толеитового оливинового базальта по Ноккольдсу [169] или эквивалентных ему пород. Рассмотренный им процесс для данных случаев описан как процесс, происходивший при приблизительно постоянном валовом составе [174]. С другой стороны, согласно Осборну, участие воды обеспечивает поддержку постоянного  $dP_{O_2}$ .

## ОКИСЛЕНИЕ

### *Предыдущие представления*

Современные эксперименты свидетельствуют о том, что колебания в давлении кислорода могут иметь большое влияние на образование производных магм. Боуэн [29] утверждал, что присутствие окислов железа, вероятно, не изменит общий ход кристаллизации, который он установил ранее по экспериментальным исследованиям безжелезистых систем. Он полагает, что конечный продукт фракционной кристаллизации является гранитным по своей природе и «почти... не содержит окислов железа». Феннер [76], основываясь на полевых наблюдениях, в рав-

ной степени уверен, что в случае нормального хода кристаллизации, если только он не нарушается в результате влияния каких-либо других факторов, остаточная жидкость обогащается железом. Среди других факторов, влияющих на ход кристаллизации, он в первую очередь отмечает роль газов. В более поздней работе Боуэн [31] продолжает придерживаться своей точки зрения, что нормальный ряд дифференциации дает вещества

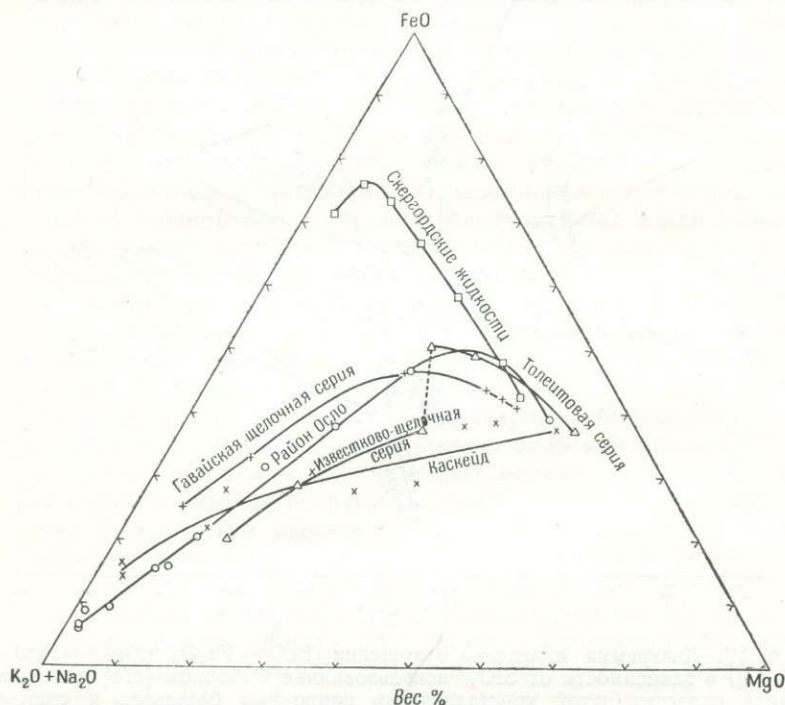


Фиг. 17. Диаграмма изменения отношения  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  в зависимости от  $\text{SiO}_2$ , использованная Осборном [174] для иллюстрации сходства путей кристаллизации природных базальтов и системы  $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2$  при условии постоянства валовых составов и  $P_{\text{O}_2}$ .

Символами *СМ* (приконтактовая зона закалки) и *SK* показаны скергордские жидкости [254]. Римскими цифрами отмечены средние толенитовые и известково-щелочные серии Ноккольдса [169]. Точки района Осло — средние величины из работы Бреггера [45]. Данные для пород Каскейда взяты из работы Тернера и Ферхугена [238], для гавайской щелочной серии и серии Килауэа — заимствованы из работы Тилли [227].

гранитного состава с низким содержанием железа, но в качестве обязательного условия считает необходимым присутствие летучих компонентов. Однако он признает, что в тех случаях, когда дифференциация происходит в «сухой» системе, образующийся продукт обогащен железом, как это уже было показано ранее на примере исследования нескольких систем с железом. В надежде устранить это противоречие Г. Кеннеди [121] поставил ряд экспериментов на природном базальте. Он пришел к выводу,

что при «умеренном» давлении кислорода дифференциация ведет к обогащению щелочами и кремнеземом (тенденция Боуэна); но в условиях, близких к вакууму, в результате дифференциации происходит обогащение железом (тенденция Феннера). Кеннеди считает, что вода играет главную роль в режиме давления кислорода и, следовательно, в природе продуктов дифференциации. Значительный вклад в выяснение роли давления кислорода на ход кристаллизации был сделан Осборном [174].



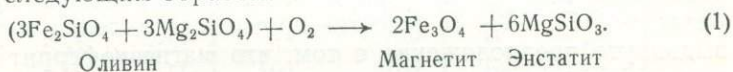
Фиг. 18. Диаграмма  $\text{FeO—MgO—(K}_2\text{O + Na}_2\text{O)}$  серий пород, представленных на фиг. 17.

На основании изучения системы  $\text{MgO—FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$  [160] он делает вывод, что магма оливиновых толеитов может дифференцироваться, обогащаясь железом, если валовой состав сохраняется постоянным (постоянное содержание кислорода); или же при дифференциации будет происходить обогащение кремнеземом, если  $P_{\text{O}_2}$  будет оставаться постоянным (содержание кислорода переменным). Осборн полагает, что эти различия зависят в первую очередь от более высокого содержания воды в обогащающейся кремнеземом магме. Тенденцию к обогащению железом при незначительном изменении содержания кремнезема он назвал «толеитовым направлением дифференциации», а к обо-

гашению кремнеземом — «известково-щелочным направлением дифференциации». Характер этих двух тенденций показан на диаграмме  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$  [174], где в качестве типичных примеров приведены соответственно магмы Скергорда и Каскейда (фиг. 17). Эти пути дифференциации также были ранее сравнены с помощью хорошо известных диаграмм  $\text{FeO} - \text{MgO} - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  (фиг. 18). Тилли [227] обратил особое внимание на обогащение гавайских лав, и установленный им характер дифференциации лав также представлен на фиг. 17. Некоторые наблюдения относительно влияния окисления на главные железосодержащие силикаты — оливины и моноклинные пироксены — имеют важное значение при рассмотрении этого вопроса.

### Реакции окисления

Муир, Тилли и Скун [166] объяснили влияние кислорода на оливины следующим образом:



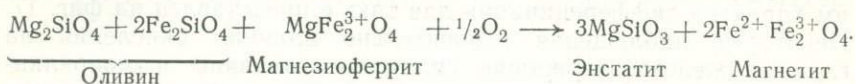
Оливин

Магнетит    Энстатит

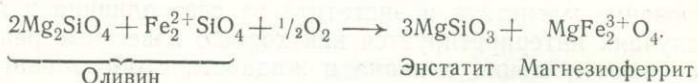
Эта реакция проиллюстрирована в их работе на листе 1, фиг. 4. Образование магнетита и энстатита за счет оливина в некоторых случаях интерпретируется как хорошо известные реакционные взаимоотношения оливина и жидкости с образованием гиперстена. Например, Куно [129] приводит ряд диаграмм, на которых представлена предполагаемая резорбция оливина. Каемка гиперстена и обильное количество магнетита появляются, по-видимому, в результате окисления оливина, а не резорбции его жидкостью.

Отторженный блок пикритового базальта, вынесенный во время извержения Халемаумау в 1924 г., Килауэа (образцы отобраны близ восточного края кратера), отчетливо иллюстрирует природу окисления. Снимок шлифа этого базальта в проходящем свете показывает, что большая часть оливина с обильной мелкой вкрапленностью магнетита окружена тонкой каемкой гиперстена. Гиперстен оптически положителен, и поэтому состав его считается более магнезиальным, чем  $\text{En}_{80}\text{Fs}_{20}$ . Благодаря любезности проф. Р. Рамдора были выявлены в отраженном свете детали распределения окислов. Каемки гиперстена на снимках данного образца не видны; однако вследствие различной отражательной способности оливина и гиперстена на других снимках они выделяются. При большем увеличении выявляется, что преобладающая часть магнетита в виде сферических образований концентрируется вокруг зерен, являющихся, по-видимому, выделениями магнезиоферрита с каемкой магнетита. В этих сферических зонах встречается также диспергированная вкрапленность псевдобрукита и гематита. Кроме обычного

окисления оливина, как это рассмотрено Муиром и Тилли, очевидно, центрами окисления служили и зерна магнезиоферрита. Последние, окаймленные магнетитом, обычно отделены от сферической зоны с рассеянной вкрапленностью магнетита сферической зоной гиперстена (не видимой в отраженном свете, но легко различающейся в проходящем свете). Гиперстен концентрируется особенно там, где сходятся две зоны окисления. Образование гиперстена происходило, вероятно, следующим образом:

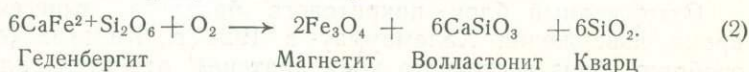


Изучение фазовых равновесий, в том числе в системе магнезиоферрит — магнетит [160], подтверждает точку зрения, согласно которой магнезиоферрит появляется на ранней стадии процесса кристаллизации, когда валовой состав сравнительно постояен. Эта точка зрения была проверена на природном базальте [171, 188]. В качестве противопоставления может быть выдвинуто предположение о том, что магнезиоферрит является начальным продуктом процесса окисления, протекавшим по следующей реакции:

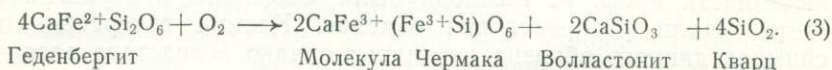


Ясно, что наблюдаемые в базальтах реакции окисления требуют более детального изучения.

Закисное железо моноклинных пироксенов может подвергаться подобным превращениям при окислении:



При образовании магнетита пироксен может стать более диоксидовым (в результате присоединения части молекул энстатита, если они имеются) или образовать дополнительные фазы. В том случае, если окисное железо сохраняется в структуре пироксена, может иметь место следующая реакция:



Диоксидовая часть моноклинного пироксена может в связи с этим обогащаться молекулой Чермака без образования магнетита.

Окисленный моноклинный пироксен, процессы изменения которого могут быть обусловлены реакцией (3), был отобран Тилли (неопубликованные данные, 1959 г.) из измененного шон-

кинита Катценбуккеля, Оденвальд, ФРГ. Результаты анализа, выполненного Дж. Х. Скуном, приведены в табл. 28. Для объяснения низкого содержания кремнезема в пироксене требуются замещения такого типа, которые были предложены Чермаком.

Таблица 28

Анализ измененного шонкинита и моноклинного пироксена из Михельсберга, Катценбуккель, Оденвальд, ФРГ

	1	2		3		4
SiO <sub>2</sub>	40,26	50,34	Or	15,01	Si	1,851
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,14	3,09	Ab	8,91	Al	1,132
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,95	7,77	Ce	0,37	Ti	0,017
FeO	0,31	0,32	Ne	14,48	Ti	0,036
MnO	0,33	0,30	An	14,46	Fe <sup>3+</sup>	0,214
MgO	5,81	13,83	Di	18,14	Fe <sup>2+</sup>	0,009
CaO	8,53	20,32	Ol	4,27	Mn	0,009
Na <sub>2</sub> O	4,35	2,55	Mt	2,09	Mg	0,747
K <sub>2</sub> O	2,56	0,05	Psb	11,19	Mg	0,016
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,49	He опр.	Hm	4,96	Ca	0,801
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	Нет	Ap	1,34	Na	0,181
TiO <sub>2</sub>	3,73	1,91	Fl	0,36	K	0,002
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	He опр.	Hl	0,10		
BaO	0,23	» »	Th	0,15		
SO <sub>3</sub>	0,09	» »	Остаток	3,77		
Cl	0,06	» »				
F	0,18	» »	Сумма	99,60		
Сумма	99,84	100,48				
O = Cl, F	0,09					
	99,75					

1. Анализ измененного шонкинита, Михельсберг, Катценбуккель, Оденвальд, ФРГ.

2. Анализ пироксена из породы № 1.

3. Нормативный состав породы, анализ которой приведен под № 1.

4. Пересчет анализа моноклинного пироксена на основе 12 анионов эквивалентен  $Di_{65,1}Hd_{1,6}En_{1,6}Ts_{13,2}Ac_{18,3}$ .  
Аналитик Дж. Х. Скун.

В трех пронумерованных реакциях главным эффектом является увеличение содержания кремнезема в жидкости. Для базальтовых магм с нормативными Qz и Ну конечный ход кристаллизации не может быть изменен. Однако рассмотрим базальтовую магму с небольшим количеством нормативного Ne. Окисление может обусловить переход валового состава жидкости

через плоскость критической недосыщенности, способствуя появлению дериватов со свободным кремнеземом, а не нефелинсодержащих. Это могло иметь место, по-видимому, в случае окисленного гавайита (табл. 2, № 23). Порода включает 4,11%  $Fe_2O_3$  и характеризуется нормативным содержанием Ну; кроме того, она содержит в сумме 4,73% щелочей. В тех случаях, когда порода обладает всеми характеристиками, присущими щелочным сериям, она будет, вероятно, соответствовать по нормативному составу оливиновым толеитам.

Породы серии щелочных базальтов особенно заметно обогащаются окисным железом. Этот факт дает основание допускать, что породы щелочных серий образуются в результате окисления. Только что выше было показано, что процесс окисления приводит к обогащению жидкости кремнеземом. Однако следует помнить, что среди конечных продуктов по крайней мере одной щелочной ветви присутствуют такие кварцсодержащие породы, как пантеллериты и комендиты. Относительный объем этих кварцсодержащих пород очень мал, и в этом отношении они сопоставимы с конечными продуктами гранофирового состава толеитовой ветви. «Объемные» характеристики андезитов и дацитов известково-щелочной ветви сильно различаются. В связи с этим можно напомнить, что была предложена несколько иная интерпретация их происхождения вместо прямой фракционной кристаллизации, а именно контаминирование и ассимиляция [60; 226; 130]. Гольдшмидт [84], изучая отношение окисного железа к закисному в щелочных породах района Осло [45], пришел к выводу, что почти во всех магматических породах степень окисления возрастает по мере развития фракционной кристаллизации. Продукты подобного окисления могут быть весьма разнообразными. Отсюда ясно, что в процессе окисления возможен переход от серий с нормативным Ne к сериям с нормативным Ну или Qz. В том случае, когда окисление железа не полное или его содержание невелико, в породах с нормативным Ne может реально присутствовать кварц [30]. Однако понятно, что ни при каких обстоятельствах процессы окисления не смогут привести к появлению породы с нормативным Ne из насыщенной кремнеземом магмы. Восстановительные процессы, сами по себе маловероятные, могут привести к образованию пород с нормативным Ne при условии наличия соответствующего количества окисного железа. Особое влияние окислительных процессов на оливиновые толеиты было уже показано в табл. 11.

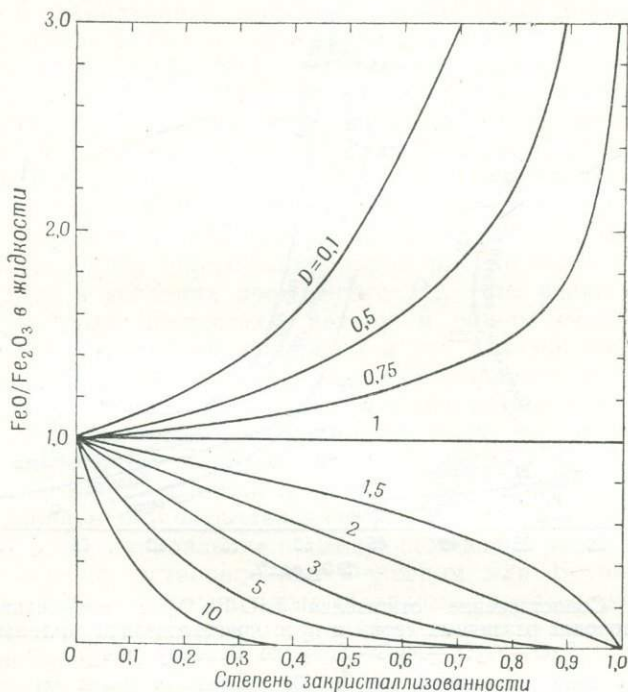
### ***Окислительно-восстановительные реакции***

Распределение компонентов между магмой и различными осаждающимися кристаллами строго определенное при данной температуре и давлении. Для окислов железа эта особенность

может быть выражена в виде следующего отношения:

$$\frac{(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{кристаллы}}}{(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{магма}}} = D_{T, P}$$

Нейман, Мид и Виталиано [168] показали, что обеднение магмы тем или иным компонентом в значительной мере зависит от величины фактора распределения  $D$ . Если принять, что  $D$  в ходе



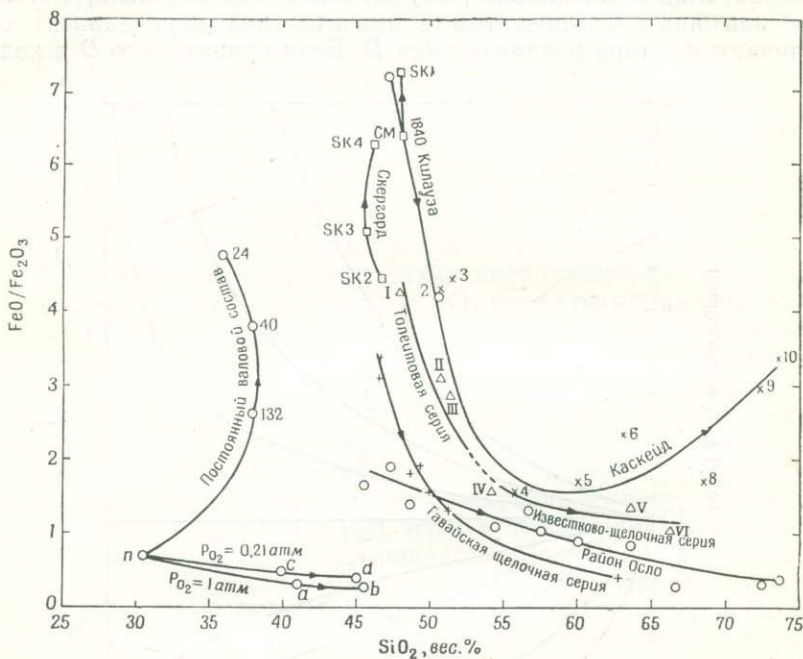
Фиг. 19. Диаграмма, иллюстрирующая изменение отношения  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в жидкости в ходе ее кристаллизации при определенных значениях фактора распределения  $D = \frac{(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{кристаллы}}}{(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{магма}}}$ .

Займствовано из работы Неймана, Мида и Виталиано [168].

фракционирования сохраняется сравнительно постоянным (а такая возможность вероятна), то сравнительное изменение отношения  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в расплаве для различных значений  $D$  можно представить себе в таком виде, как это показано на фиг. 19. В случае высоких значений  $D$  осаждающиеся кристаллы содержат больше  $\text{FeO}$  в сравнении с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , чем магма, вследствие чего последняя обогащается  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . При небольших величинах  $D$  в выделяющихся кристаллах наблюдается более высокое

содержание  $Fe_2O_3$  в сравнении с  $FeO$ , чем в магме, что приводит к обогащению последней  $FeO$ .

Ранее уже было показано, что магмы близки к насыщению главными минералами, которые кристаллизуются вместе в течение большей части периода кристаллизации. Следовательно,



Фиг. 20. Сопоставление отношения  $FeO/Fe_2O_3$  с содержанием  $SiO_2$  в породах различных серий и пути кристаллизации системы  $FeO-Fe_2O_3-MgO-SiO_2$  (по Осборну [174]).

Описание пород приведено на фиг. 17. За исключением кривой для скергордской жидкости и высокоглиноземистой части кривой Каскейда, все остальные сходны с кривыми обеднения магмы при  $D > 2$  (см. фиг. 19).

факторы распределения в какой-то мере определяются характером фаз. Распространим эти положения на первичную и производные магмы и используем содержание кремнезема в качестве меры степени закристаллизованности пород. В таком случае соотношение  $FeO/Fe_2O_3$  и  $SiO_2$  может помочь выяснению особенностей выделения компонентов из магмы. Конечно, следует допустить, что валовой состав исходной магмы остается постоянным и что серии различных пород являются представителями различных магматических очагов. На фиг. 20 видно, что направления дифференциации серий толитов и щелочных базальтов могут быть представлены как простые кривые изменения состава, в котором осаждающиеся кристаллы содержат больше  $FeO$  по

сравнению с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , чем магма. В серии Осло различия отношений  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в кристаллах и магме были, по-видимому, небольшими. С другой стороны, в серии Каскейд наблюдались сильные колебания величины факторов распределения или состава фаз. Направление дифференциации скергордских пород не подчиняется в полной мере схеме изменения магмы, однако, судя по конечным результатам, можно считать, что осаждавшиеся кристаллы содержали больше  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в сравнении с  $\text{FeO}$ , чем магма.

Эти направления дифференциации были рассмотрены без учета влияния  $P_{\text{O}_2}$ . На основании выводов Осборна по системе  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  можно заключить, что отношение  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  будет оставаться в основном постоянным; но в случае неизменного  $P_{\text{O}_2}$  этот вывод не совсем верен. Эту особенность обнаруживают только породы Осло. Породы Каскейда являются, по мнению Осборна, типичным примером пород, образовавшихся под влиянием постоянного  $P_{\text{O}_2}$ . Однако отношение  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в этих породах, по-видимому, не подтверждает влияние этого давления. Хотя образование пород района Осло и могло происходить в условиях постоянного  $P_{\text{O}_2}$  (что редко наблюдается в природных процессах), авторы в общем считают, что  $P_{\text{O}_2}$  является переменной величиной и что валовой состав остается сравнительно постоянным. Другими словами, с точки зрения авторов кажется более вероятным, что постоянное  $P_{\text{O}_2}$  обусловлено осаждающимися минералами, а не каким-либо внешним или внутренним агентом, как, например,  $\text{H}_2\text{O}$ . В этой связи начальное состояние окисленности исходной магмы может в значительной мере контролировать вид основных минералов и, следовательно, направление последующей дифференциации, будь то направление, установленное Феннером или Боуэном. В частности, первичнообогащенные щелочами породы характеризуются более высоким исходным содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , чем породы толетовой серии.

### ВОДОСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Возможное влияние образования и отделения роговой обманки и биотита в магмах рассмотрено Боуэном [29]. В частности, он показал влияние роговой обманки на направление фракционирования и пришел к выводу, что при образовании роговой обманки направление фракционирования меняется незначительно. С другой стороны, он отметил, что частичная резорбция роговой обманки и биотита может оказать значительное влияние на производные жидкости. Число возможных вариантов образования и отделения роговой обманки довольно велико, поэтому в двух последующих основных разделах более детально рассматривается влияние летучих на кристаллизацию базальтовой магмы.

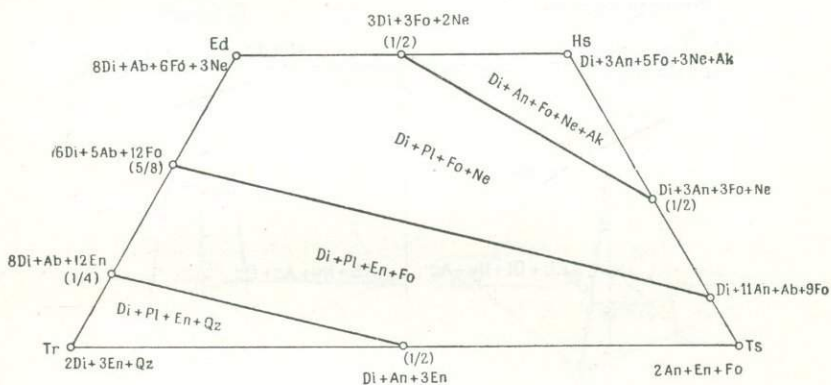
# Гидротермальные эксперименты

## ВВЕДЕНИЕ

Для перехода от жидкостей с риолитоподобными дифференциатами через трахитоподобные к жидкостям с фонолитоподобными дифференциатами было предложено несколько схем образования изверженных пород с учетом возможности преодоления барьеров температурного равновесия. Боуэн [29] считал, что «наиболее обещающим способом» образования фельдшпатоидных пород является метод, основывающийся на фракционной резорбции биотита или роговой обманки или же обоих вместе. Он заключает, что оседание роговой обманки в жидкость, находящуюся при температуре, превышающей верхний предел устойчивости роговой обманки, приводит к обогащению жидкости щелочными компонентами, характерными для роговой обманки, точно так же как и в случае раннего осаждения фаз в его реакционных сериях. Исследование нормативных минералов обычных конечных членов ряда кальцийсодержащих амфиболов (фиг. 21) позволяет допустить, что большинство разновидностей роговых обманок приносит в жидкость нормативный  $Ne$  или  $MeI$ . В связи с этим можно ожидать, что магма, в которой осела выкристаллизовавшаяся роговая обманка, при излиянии по каналам, вскрывающим глубинные участки области питания, будет обогащена щелочами. Аналогично этому магма, изливающаяся по жерлам, вскрывающим верхние участки магматической камеры, со временем должна стать более щелочной.

Последние данные по гавайской петрографической провинции, по-видимому, соответствуют представлению о фракционной резорбции роговой обманки, но считать это обязательным не следует. Затухание активности вулканической деятельности на Гавайях в период образования щитов привело к отчетливым изменениям минерального состава магм [184]. Продолжительные перерывы между извержениями в период спада активности должны были способствовать осаждению кристаллов. Наличие большого количества пирокластического материала в этот период позволяет допускать накопление летучих, необходимых для образования амфибола. Небольшой объем пород конечных стадий активности находится в соответствии с второстепенной при-

родой процесса. Переход от пикритовых типов через гавайиты и муджиериты к натровым трахитам, так же как и образование нефелин- и мелилитсодержащих пород, может быть обусловлен видом и количеством фракционно резорбируемого амфибола. Во всех этих типах пород Макдональд [147] отметил присутствие фенокристаллов роговой обманки или различных амфиболов, подвергшихся растворению. В покровных лавах роговая обманка отсутствует, а биотит редок. Эти общие наблюдения согласуются с представлениями Боуэна. Однако в равной степени могут быть



Фиг. 21. Нормативный состав обычных конечных членов кальциевых амфиболов.

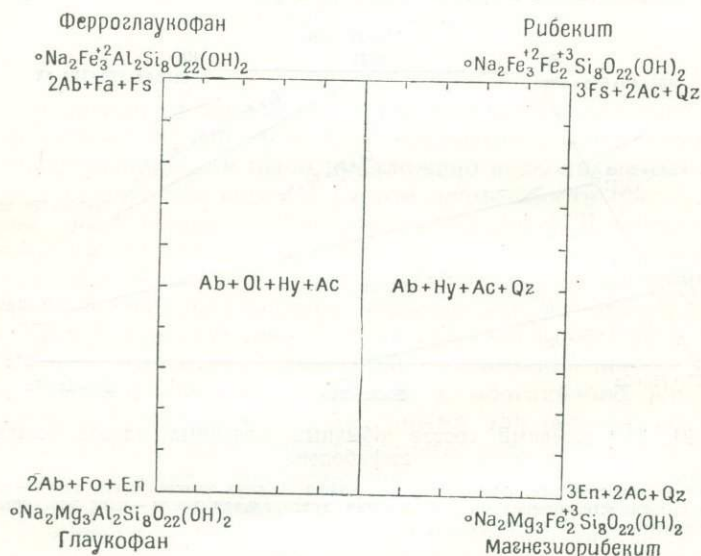
Следует обратить внимание на то, что самая нижняя диагональная линия — след плоскости насыщения кремнеземом, а средняя диагональная линия — след плоскости критической недосыщенности кремнеземом.

приемлемы и другие процессы, например газовый перенос в зависимости от градиента.

Вашингтон [260] обратил внимание на изменение и резорбцию роговой обманки и биотита в последовательно изливавшихся породах в виде роговообманковых или биотитовых андезитов, а затем в виде пироксеновых андезитов. Он объясняет эту последовательность распадом роговой обманки и биотита в магме вследствие уменьшения давления при сохраняющейся в течение долгого времени высокой температуре. В качестве другого примера Хазард [99] приводит шток и покров базальтов из Лаузитца в Польше, где породы покрова представлены нормальными оливиновыми базальтами, с нефелином или без него, а породы штока — роговообманковыми базальтами. Роговая обманка, очевидно, во время подъема магмы в жерло резорбировалась, поэтому, когда магма изливалась в условиях низкого давления в виде покрова, изменение ее было полным.

Растворение биотита резко выражено в вулканических породах юго-западной Уганды [110] и в районе Сан-Хуан, Колорадо

[140]. Йодер и Югстер [298] показали, что флогопит, один из главных конечных членов ряда биотитов, должен способствовать появлению в магме оливина, лейцита и кальсилита, если давление снизится или повысится температура выше предела устойчивости слюды. В этих примерах имеют место небольшие изменения валового состава; однако отчетливо проявляется природа резорбции и сопряженное с ней образование характерных минералов (см. также [12]). Процесс, рассмотренный Боуэном,

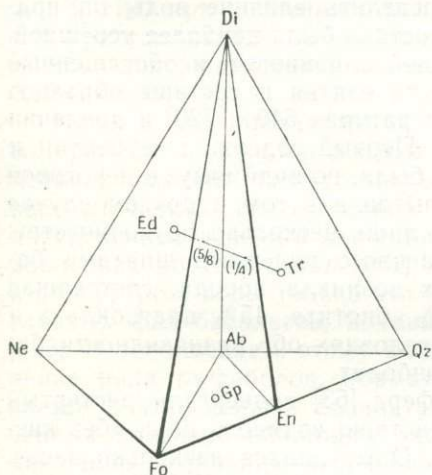


Фиг. 22. Нормативный состав обычных конечных членов щелочных амфиболов.

зависит не от уменьшения давления, а главным образом от увеличения температуры при немного повышенном давлении. Кроме того, необходимым условием для селективного осаждения роговой обманки является ее сравнительно ранняя по отношению к другим минералам кристаллизация в магме при высоком давлении воды и сравнительно поздняя — при низком давлении, если остаточная жидкость поднимается к поверхности преимущественно в жидком состоянии. Также важно установить, являются ли образующиеся первыми роговые обманки насыщенными кремнеземом или же недосыщенными, так как некоторые кальцийсодержащие и все щелочные амфиболы (фиг. 22) могут приносить в жидкость либо Ну, либо Qz, либо то и другое.

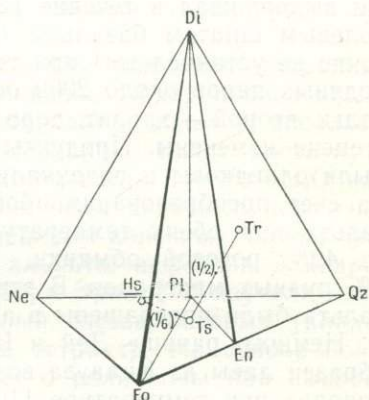
Своеобразная позиция амфиболов по отношению к простой базальтовой системе приведена на фиг. 23 и 24. Состав безвод-

ного эденита<sup>1</sup> попадает в тетраэдр Ne—Fo—Ab—Di, а состав тремолита лежит на грани Di—En—Qz. Состав безводного гастингсита лежит в тетраэдре Ne—Fo—An—Di (фиг. 24), если в иллюстративных целях к Di добавлен нормативный Ak. Чтобы объяснить изменения, связанные с переходом от гастингсита к тремолиту, возникла необходимость объединить Ab и An, обозначив их как Pl. Состав безводного глаукофана располагается



Фиг. 23. Положение трех главных конечных членов группы амфиболов в упрощенной безжелезистой базальтовой системе Di—Fo—Ne—Qz.

Состав безводного эденита (Ed) попадает внутрь тетраэдра Di—Ne—Fo—Ab; состав безводного тремолита (Tr) лежит на грани Di—En—Qz; состав безводного глаукофана (Gr) располагается на грани Ne—Fo—Qz.



Фиг. 24. Положение трех главных конечных членов группы амфиболов в системе Di—Fo—Ne—Qz, в которой к Ab добавлен An (обозначены как Pl).

Состав безводного тремолита (Tr) ложится на грань Di—En—Qz, состав безводного чермакита (Ts) попадает на грань Fo—En—An (Pl), а при добавлении Ak к Di состав безводного гастингсита (Hs) проектируется в тетраэдр Ne—Fo—Di—An (Pl).

на грани Fo—En—Ab (фиг. 23), а чермакита — на грани Fo—En—Pl (фиг. 24). Различные пропорции этих главных конечных членов ряда амфиболов, так же как и других членов, соединяют главные типы базальтов. Из приведенных фигур следует, что добавление или удаление амфибола представляет потенциальную возможность для получения насыщенных, недосыщенных и критически недосыщенных магм. Другими минералами, обладающими подобными свойствами, являются только пироксены в плоскости Jd—En—Di (см. раздел «Состав

<sup>1</sup> Здесь и далее говорится об условных компонентах, формулы которых даны на диаграммах. Некоторые из приведенных терминов («эденит», «гастингсит») употребляются и в ином смысле для разновидностей минералов группы амфиболов. — *Прим. ред.*

пироксенов», стр. 35). В связи с тем что амфиболы могут оказать определенное влияние на ход кристаллизации магмы, было выполнено систематическое исследование нескольких природных базальтов при различных давлениях воды.

### ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Попытка Винклера [282] определить влияние воды на природный материал базальтового состава была наиболее успешной. Он выдерживал в течение 12 дней оливиновый и обогащенный полевым шпатом базальты (места взятия и составы образцов точно не установлены) при температурах 640 и 720° и давлении водяных паров около 2000 бар. Первый содержал серпентин и тальк, второй — хлорит; породы были, по-видимому, в некоторой степени изменены. Продукты опытов и в том и другом случае были одинаковы и различались лишь несколько по количеству. За счет преобразования обогащенного полевыми шпатами базальта при обеих температурах возникла порода, состоявшая из 40% роговой обманки, 10% биотита, 45% плагиоклаза и 5% рудных минералов. В этих условиях обе разновидности базальта были превращены в амфиболит.

Немного раньше Дей и Шеферд [63] подвергали растертый образец лавы из Килауэа воздействию водяного пара «без кислорода» при температуре 1100°. Опыт длился несколько часов. Никаких изменений «химического состава» в «главных минералах» или в воде они не смогли установить. Эскола [72] привел описание исследований, выполненных в 1922 г. на стекле, приготовленном из порошка оливинового диабазы (Сатакунта, Финляндия). Стекло в присутствии 2% воды было выдержано при 850°С и давлении 2800 бар. Продолжительность опыта не указана. Навеска оставалась целиком стекловатой. При 800° началась кристаллизация навески; «образовавшиеся кристаллы были такими же, как и при кристаллизации сухих расплавов». При медленном охлаждении сухих расплавов были установлены плагиоклаз, авгит и рудные минералы.

Виар и Сабатье [287] выдерживали оливиновый базальт с нормативным нефелином в течение 24 час при 800°С и давлении водяных паров 1500 бар. В ходе этого кратковременного опыта имело место лишь небольшое оплавление материала. Недавно Христи [55] опубликовал краткое сообщение о восьми гидротермальных экспериментах. Материалом опытов, как утверждается, служило «стекло щелочного оливинового базальта», содержавшее 3,51%  $H_2O^+$ . В нормативном составе проанализированного стекла присутствовали корунд и кварц, а диопсида или оливина не было. Поэтому нельзя считать, что стекло представляет закаленную жидкость из краевой зоны долеритовой дайки. Температура менялась в интервале 275—1000°С, продолжительность

опытов была от 3 месяцев до 5 *мин*, а давление водяных паров изменялось от 50 до 1560 *бар*. В стекле образовывался плагиоклаз, а также в больших количествах магнетит или гематит. В двух опытах был установлен пироксен, а «в некоторых опытах наблюдалось образование метастабильного кварца». Ни в одном из опытов не отмечено присутствие амфибола или слюды. Лемберг [143] писал об адсорбции «тахилитом» за 6 месяцев 2,43%  $H_2O$  при давлении 1 *атм* и температуре 100°С. Ни о какой кристаллизации не упоминается. Порода, называемая тахилитом, содержит 9,85% щелочей, 20,15%  $Al_2O_3$  и только 3,59%  $MgO$ .

Прежде чем приступить к изучению поведения природных материалов в гидротермальных условиях, Йодер провел исследование системы «искусственный базальт — вода» с использованием чистых синтетических материалов. Были достигнуты определенные успехи в изучении системы  $An-Di-For-H_2O$  при давлениях до 10 000 *бар* [294] и получены данные о поведении в присутствии воды только что названных конечных членов трех главных фаз базальтов, а также альбита, нефелина и кварца [296]. В дополнение к этому Бойд [38] и Эрнст [70] изучили поведение ряда амфиболов, нормативный состав которых укладывается в упрощенный базальтовый тетраэдр. На основе полученных довольно обширных данных о роли воды при высоких давлениях в сравнительно простых, но важных системах считались практически осуществимыми гидротермальные исследования многокомпонентных природных базальтов.

### МЕТОДИКА И АППАРАТУРА

Подход к проблеме изучения природных материалов в гидротермальных условиях такой же, как и при изучении безводных систем. Здесь также допускается, что природный базальт может рассматриваться как одиночный валовой состав в многокомпонентной системе и что ход его кристаллизации может быть прослежен методом закаливания. Кристаллизация осуществлялась в присутствии больших количеств воды при нескольких определенных значениях суммарного давления. Предполагается, что в природных базальтах содержание всех других летучих компонентов, кроме воды, очень мало, в связи с чем можно считать, что общее давление обусловлено в основном давлением водяных паров. Как можно будет увидеть далее в разделе «Давление паров воды меньше, чем общее давление» (стр. 162), снижение парциального давления паров воды за счет других летучих должно учитываться в природной обстановке.

Растертый образец породы запечатывался в платиновую ампулу с водой, выдерживался при постоянной температуре и давлении в соответствующих сосудах давления, а затем

подвергался закалке при постоянном давлении. Каждая ампула вскрывалась таким образом, что ее содержимое могло быть изучено тут же под биноклем. Различные части образца растирались и исследовались в масляной иммерсии и рентгеноструктурно. В тех случаях, когда это было возможно и необходимо, делались прозрачные шлифы и выполнялись химические анализы. Таким образом определялись различные фазы, образовавшиеся в навеске при определенных температурах и давлениях. Некоторые вопросы методики уже рассматривались в разделе «Экспериментальные исследования в безводных условиях». Из-за специфичности гидротермальных опытов необходим ряд дополнительных примечаний.

### **Подготовка ампул**

Платиновые трубки длиной 2 см, внутренним диаметром 2,5 мм и толщиной стенок около 0,25 мм зажимались и запаивались с одного конца при помощи вольтовой дуги. Трубки кипятились в HCl и промывались водой, а затем прокаливались при 1400°С в течение одного часа. Пустую трубку взвешивали и на дно ее пипеткой осторожно, не смачивая стенок, наливали 10—15 мг дистиллированной воды. После взвешивания в трубку набивали 50—60 мг растертой породы. Отверстие трубки очищалось специальной деревянной палочкой и сплющивалось. После этого трубка снова взвешивалась, а затем сплющенный конец трубки вставлялся в тиски с узким зажимом так, чтобы над зажимом выступало 3 мм трубки. К тискам присоединялся заземленный конец электродугового сварочного аппарата. Конечные трубки прочно зажимались и сваривались почти без потери воды. Возможная потеря воды определялась путем повторного взвешивания трубки после сварки. При сварке может испариться небольшое количество (<0,1 мг) платины. Если пламя сварочной дуги очень сильное, в платине могут образоваться пузырьки, при взрыве которых уменьшается вес трубки. В конце опыта трубка взвешивалась для проверки возможной потери воды во время опыта и для сравнения.

### **Сосуды давления**

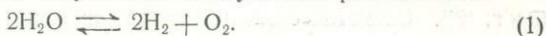
Использовались три типа сосудов давления. При температуре 850°С и ниже и давлении 2000 бар опыты проводились в «холодно-запечатанных» сосудах давления с внешним диаметром 1 дюйм, напоминающих по виду трубки, описанные Татлом [239]. Сосуды нагревались снаружи, а в качестве среды, создававшей давление, использовалась вода, нагнетаемая насосом. При температуре 700°С и ниже и давлении 5000 бар опыты проводились в несколько больших по размеру «холодно-запеча-

таных» сосудах давления внешним диаметром 1<sup>1</sup>/<sub>4</sub> дюйма. Регулируемое давление воды создавалось специальной камерой сжатия с игольным клапаном, способным удерживать в открытом положении максимальное давление в опытах, длившихся несколько месяцев. Температура и давление в этих двух сосудах контролировались с точностью до  $\pm 5^\circ$  и  $\pm 20$  бар соответственно. Сосуды закаливались при постоянном давлении под струей сжатого воздуха, пока температура не понижалась до  $400^\circ\text{C}$ , а затем под струей воды до полного охлаждения.

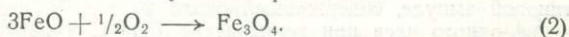
При температурах и давлениях, превышающих пределы устойчивости описанных сосудов и достигавших 10 000 бар и  $1400^\circ$ , использовались сосуды давления с внутренним нагреванием и аргоном в качестве среды, создававшей давление. Температура и давление контролировались с точностью до  $\pm 5^\circ$  и  $\pm 20$  бар. Закалка осуществлялась отключением подачи энергии к печи. Так как сосуд непрерывно охлаждался водой, снижение температуры до комнатной осуществлялось менее чем за полминуты. Давление газа при охлаждении поддерживалось нагнетанием в камеру сжатия, которая соединена непосредственно с сосудом давления.

### **Факторы, ограничивающие продолжительность опытов**

Продолжительность опытов, как и опытов, проводившихся в безводных условиях, ограничивалась окислением материала. Кроме потери железа за счет реакции со стенками ампул, наблюдалось также его окисление в результате диссоциации воды и последующей потери водорода через стенки трубки. При высоких температурах вода легко диссоциирует и газовая фаза может состоять из  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{O}_2$  и других веществ, в том числе и из растворенных твердых соединений. В большинстве случаев диссоциация может быть выражена следующим равенством:

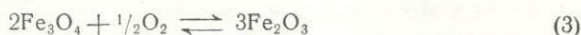


Выделяющийся при этом кислород влияет на степень окисленности соединений железа. Связанные с этим последствия схематично могут быть показаны на примере системы Fe—O—H, испытывавшейся при температуре около  $1000^\circ\text{C}$  (фиг. 25). В первом приближении силикат закисного железа в базальте может быть заменен вюститом. Если к базальту (валовой состав № 1) добавляется вода, происходит следующая реакция:

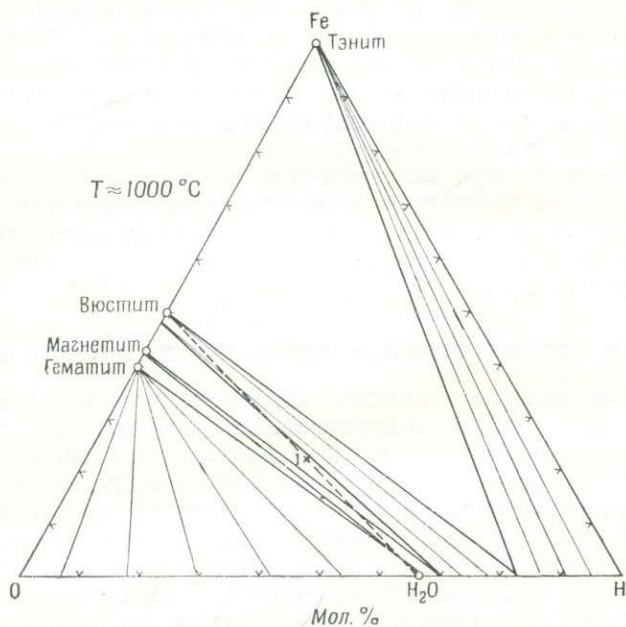


Массы соединений железа значительно превышают массу воды, и  $\partial\rho_{\text{O}_2}$  газовой фазы фиксируется железосодержащими силикатами и магнетитом. Если же содержание воды значительно выше, чем это обычно характерно для базальтов, то железосодержащие силикаты окисляются и в качестве единственного

стабильного соединения железа остается гематит. Это является следствием того, что  $dP_{O_2}$  стехиометрической воды при данной температуре и общем давлении несколько выше, чем это требуется для равновесия



(см., например, [14, 120]). При более высоких температурах магнетит устойчив в присутствии  $H_2O$  и гематит не будет образовываться.



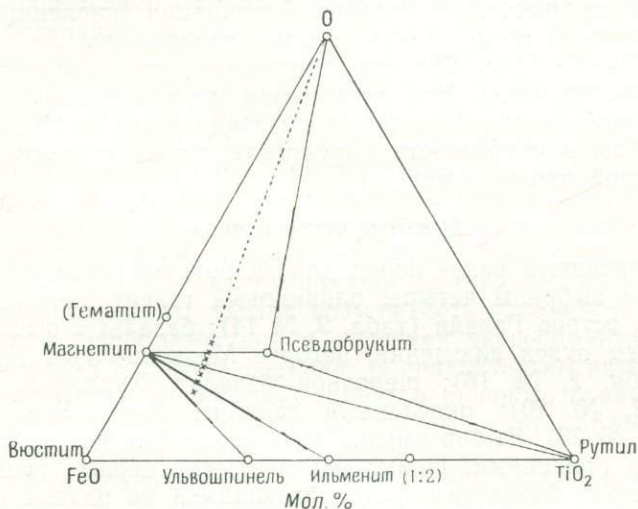
Фиг. 25. Схематическая диаграмма системы Fe—O—H при  $1000^\circ C$  и давлении 1 атм.

Состав № 1 располагается в сечении FeO— $H_2O$ .

К рассмотренным явлениям следует еще добавить, что при данной температуре опыта становится заметной проницаемость водорода сквозь стенки платинового контейнера<sup>1</sup>. Непрерывная

<sup>1</sup> В работе по системе диоксид—вода [294] было установлено, что в платиновой ампуле, содержавшей около 20 вес. % воды и выдержанной в течение одного часа при температуре  $1300^\circ C$  и давлении 5000 бар, после заделки потери в весе не наблюдается. В момент вскрытия ампулы из нее с шумом выделяется газ, но навеска оказывается сухой. На основании этого был сделан вывод о полной диссоциации воды в ходе эксперимента, причем водород диффундирует через стенки, а кислород остается. Известно, что золотые ампулы менее проницаемы для водорода, но сравнительно низкая точка плавления (даже учитывая увеличение температуры плавления с ростом давления) препятствует использованию их в данных экспериментах.

потеря водорода через стенки смещает реакцию (1) вправо. Образуясь при этом дополнительное количество кислорода смещает реакцию (2) вправо до тех пор, пока не будет израсходована вся вода, если железосодержащие соединения находятся в избытке, или же пока все железо не будет превращено в гематит, если в избытке присутствует вода. Вследствие этого продолжительность опыта в значительной степени зависит от



Фиг. 26. Схематическая диаграмма системы FeO—TiO<sub>2</sub>—O, на которой видна смена ассоциаций при прогрессивном увеличении степени окисления первичного сложного титаносодержащего магнетита.

Парциальное давление кислорода приблизительно равно давлению в буферной системе Ni/NiO, общее давление соответствует 2000 бар, температура 850° С.

степени окисления. Меньшие потери водорода из ампулы наблюдаются при проведении опытов в «холодно-запечатанных» сосудах давления. В этих сосудах вода, выполняющая роль среды, при помощи которой создается давление, реагирует со стенками из никелевого сплава. В результате реакции стенки покрываются тонкой окисленной пленкой и высвобождается водород. Водород может свободно проникать через стенки платиновой ампулы с навеской. Так как при разложении воды в сосуде давления образуется гораздо больше водорода, чем при диссоциации воды в ампуле, этот водород играет роль буфера и обуславливает устойчивость магнетита при температурах и давлениях, свойственных этому типу сосудов давления<sup>1</sup>. В сосудах, в которых средой, создающей давление, является аргон, подоб-

<sup>1</sup> Уонес [285] определил, что результирующее  $\partial P_{H_2}$  близко к величине  $\partial P_{H_2}$  водяных паров в равновесии с  $2Ni + O_2 \rightarrow 2NiO$ .

ное буферное воздействие водорода не наблюдается. Из полученных результатов (см. ниже), по-видимому, должно следовать, что реакция протекала быстрее по сравнению с потерей водорода. Во всех опытах, за исключением опытов выше силикатного ликвидуса, сохранились железосодержащие силикаты и магнетит, фиксировавшие  $dP_{O_2}$ . Дополнительные фазы, такие, как псевдобрукит и рутил, указывают на то, что в нескольких опытах имели место процессы окисления. Ассоциации окисленных минералов схематически могут быть изображены в системе  $FeO-TiO_2-O$  (фиг. 26) при допущении, что исходной фазой был титаномagnetит. Эти ассоциации не обязательно должны быть равновесными. Как будет показано ниже, свойства ряда других фаз, в особенности пироксенов, также свидетельствуют о некоторой окисленности.

### *Отбор базальтов*

Из описанных ранее пород для гидротермальных исследований были выбраны четыре: оливинный толеит, поток 1921 г., Килауэа, остров Гавайи (табл. 2, № 14); базальт с высоким содержанием окиси алюминия, нагорье Медисин-Лейк, Калифорния (табл. 2, № 16); щелочной базальт, Хуалалаи, Гавайи (табл. 2, № 20); окисленный гавайит, Мауна-Кеа, Гавайи (табл. 2, № 23). Выбор именно этих пород был обусловлен следующими причинами. Нормативный состав первых трех пород соответствует базальтам, располагающимся по разные стороны плоскости критической недосыщенности ( $Di-Fe-Ab$  на фиг. 1). Образование амфибола в этих трех типах базальтов должно было поэтому обеспечить проверку некоторых соотношений, вытекающих из гипотезы Боуэна. Кроме того, предполагалось, что эти три базальта могут дать начало амфиболитам, гранатовым амфиболитам и слюдяным амфиболитам соответственно. Эти прогнозы базировались на допущении, что каждому специфическому типу амфиболита соответствует специфический тип базальта. Четвертая порода была выбрана для проверки влияния воды на магму с исходным высоким отношением  $Fe_2O_3/FeO$ . Предполагалось, что необычно большое количество титаномagnetита выкристаллизуется на ранней стадии и дальнейшая кристаллизация оставшейся жидкости будет существенно отличаться от хода кристаллизации вышеназванных базальтов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

### *Условия гидротермального эксперимента*

Опыты с четырьмя растертыми образцами пород проводились при температурах от 600 до 1250°С с интервалом 50° и при общем давлении 1000, 2000, 5000 и 10 000 бар. Результаты опы-

тов сведены в табл. 29—32. Сокращения, принятые для обозначения фаз, приведены в табл. 1, а свойства фаз рассматриваются ниже.

### Описание фаз

Образующиеся при гидротермальных экспериментах фазы представлены либо фазами, встречающимися в ходе кристаллизации безводных расплавов (магнетит, оливин, моноклинный пироксен, плагиоклаз), в ассоциации с новыми, либо полностью новыми фазами. Главным минералом из числа новых фаз является амфибол, но также присутствуют сфен, рутил и псевдобрукит (последний наблюдался и в окисленных безводных типах пород), а в числе фаз, образующихся при закалке, — амфибол, слюда, монтмориллонит и неопределенная фаза ( $q-X$ ). Во многих случаях опыты проводились с двумя навесками: крупнозернистой (100 меш) и мелкозернистой (300 меш). В случае крупнозернистой навески равновесие достигалось редко, но эти неравновесные опыты давали возможность проследить последовательность преобразований в условиях эксперимента за счет не прошедших до конца реакций. В сравнительно крупнозернистом материале в реликтовых зернах первичного оливина и моноклинного пироксена можно видеть следы преобразований — каемки амфибола и других продуктов.

Амфибол, возникающий в качестве равновесной фазы, обычно встречается в виде скоплений кристаллов, часто хорошо образованных; удлинение кристаллов параллельно оси  $c$ ; по концам кристаллов развита грань  $r(011)$ . В шлифах окраска амфибола от светло- до темно-зеленого цвета; плеохроизм отчетливый; оптически отрицательный, угол погасания  $c : \gamma = 20^\circ$ ; угол оптических осей большой. В опытах, в ходе которых имело место окисление, амфибол окрашен в желтый цвет, а плеохроизм выражен слабо. В этом случае он может встречаться в ассоциации с псевдобрукитом, являющимся также индикатором окислительной обстановки; псевдобрукит образует красноватые пластинки, таблитчатые по (100) или удлиненные в направлении (100) вдоль оси  $c$ .

Первичная слюда появляется в щелочном базальте и гайбите при давлениях опытов обычно в интервале температур  $600-750^\circ\text{C}$ , но встречается также при давлении 2000 бар при еще более высокой температуре ( $850-900^\circ\text{C}$ ). Она представлена бесцветными или светло-коричневыми пластинками, встречающимися часто вместе с новообразованным амфиболом или же в виде самостоятельных выделений и замещающими частички или полностью реликтовый оливин. В последней ассоциации слюда более сильно окрашена и заметно плеохроирует, будучи сходна по свойствам с флогопитом или биотитом.

Продукты опытов с оливиновым толеитом (лава 1921 г., Килауэа, остров Гавайи, коллекция Кембриджского университета, № 57364), выдержанным в течение различных периодов времени в запечатанных платиновых ампулах при различных значениях давления воды и температуры

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукт	Примечание	$\text{H}_2\text{O}$ в ампуле, %
А. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10\,000 \text{ бар}$				
1100	1	Mt + Gl	q-Am	16,9
1050	1	Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am; Mt в Ol	19,9
1000	1	Cpx + Am + Mt + Gl	q-Am	15,2
950	4	Am + Mt + Gl	r-Cpx (ядра в Am)	21,0
900	6	Am + Mt + Gl	—	17,2
850	6	Am + Mt + Gl	—	17,8
800	24	Am + Sph + Mt + Gl	—	23,0
700	4	Am + Sph + Mt + Gl	r-Cpx (ядра в Am)	21,2
650	24	Am + Pl + Sph + Mt + Gl	—	20,8
600	27	Am + Pl + Mt	r-Cpx + r-Pl + Mon + Mi	18,8
600	40	Am + Pl + Mt	r-Cpx + r-Pl + Mon	15,2
Б. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000 \text{ бар}$				
1250	1/2	Mt + Gl	q-Am	15,1
1200	2	Mt + Gl	q-Am	15,8
1150	2	Mt + Gl	q-Am	18,1
1100	2	Ol + Mt + Gl	q-Am	16,1
1050	2	Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am	16,0
1000	18	Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am + q-Mi	16,3
950	2	Cpx + Am + Mt + Gl	r-Ol + r-Cpx + q-Mi	24,4
950	24	Cpx + Am + Mt + Gl	Идиоморфный Cpx	20,2
900	2	Am + Mt + Gl	r-Cpx + q-Mi	26,4
900	24	Am + Mt + Gl	r-Cpx (ядра в Am)	18,9
850	24	Cpx + Am + Mt + Gl	—	20,7
800	2	Am + Pl + Sph + Mt + Gl	r-Ol (окаймлен Am) + r-Cpx + r-Pl	11,0
800	24	Am + Pl + Sph + Mt + Gl	Идиоморфный Sph	30,0
750	24	Am + Pl + Sph + Mt	r-Cpx + r-Pl	16,4
600	238	Am + Pl + Mt	r-Cpx + r-Pl + Mon	19,1
В. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000 \text{ бар}$				
1150	1	Mt + Gl	q-Am	16,4
1100	1	Ol + Cpx + Mt + Gl	Оторочки Mt на Ol	15,6
1050	1	Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am	14,4
1000	4	Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am	15,9
950	24	Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am	15,0
900	24	Am + Pl + Cpx + Mt + Gl	—	16,5
850	90	Am + Pl + Mt + Rt	—	17,2
800	233	Am + Pl + Mt + Sph + Rt	—	23,4
750	350	Am + Pl + Mt + Sph	—	17,4
600	662	Am + Pl + Mt	r-Cpx + r-Pl	18,4
Г. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ бар}$				
1200	2	Mt + Gl	q-Am (радиально-лучистые агрегаты вокруг Mt)	17,9
1150	2	Ol + Mt + Gl	q-Am	24,0
1100	2	Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am	18,3
1000	2	Ol + Cpx + Pl + Mt + Gl	—	23,6
950	24	Ol + Cpx + Pl + Mt + Rt	—	15,3
900	48	Am + Pl + Mt	—	18,2
900	168	Am + Pl + Mt	Mi	16,0
800	740	Am + Pl + Mt	Mi	20,2
700	689	Am + Pl + Mt + Sph	Агрегаты Sph	19,7

Продукты опытов с высокоглиноземистым базальтом (поток Уорнер, нагорье Медисин-Лейк, Калифорния, № 127ML 295 [7]), выдержанным в течение различных периодов времени в запечатанных платиновых ампулах при различных значениях давления воды и температуры

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукт	Примечание	$\text{H}_2\text{O}$ в ампуле, %
А. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10\,000 \text{ бар}$				
1250	1/2	Mt + Gl	q-Am	18,0
1100	1/2	Mt + Gl	q-Am + q-Mi; Mt редко	18,1
1050	1/2	Ol + Mt + Gl	q-Am	14,6
1050	1	Ol + Mt + Gl	q-Am	21,3
1000	1/2	Ol + Cpx + Am + Mt + Gl	q-Am + q-Mi; Mt редко	17,6
1000	2	Ol + Cpx + Am + Mt + Gl	q-Am + q-Mi	17,0
950	4	Am + Mt + Gl	q-Am + r-Cpx (ядра в Am)	18,1
900	1 1/2	Am + Mt + Gl	r-Cpx (ядра в Am); Mt редко	16,9
850	6	Am + Mt + Gl	r-Cpx	19,1
800	6	Am + Pl + Mt + Gl	Mt редко	25,0
750	10	Am + Pl + Mt + Gl	—	18,9
700	24	Am + Pl + Mt	Mt редко	18,5
650	24	Am + Pl + Mt	r-Cpx; Mt редко	20,6
600	27	Am + Pl + Mt	r-Cpx + Mon; Mt редко	18,2
Б. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000 \text{ бар}$				
1150	1/2	Mt	q-Am; Gl нет, Mt редко	20,1
1100	1	Mt + Gl	q-Am	18,3
1050	1	Ol + Cpx(?) + Mt + Gl	q-Am	18,3
1050	2	Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am	24,3
1000	4	Am + Ol + Cpx + Mt + Gl	q-Am + q-Mi	18,9
950	18	Am + Mt + Gl	q-Mi; Mt редко	20,9
900	24	Am + Pl + Mt + Gl	—	22,0
850	24	Am + Pl + Mt + Gl	—	25,9
800	24	Am + Pl + Mt	—	18,7
800	25	Am + Pl + Mt	—	20,1
750	44	Am + Pl + Mt	—	19,6
750	66	Am + Pl + Mt	—	24,9
700	48	Am + Pl + Mt	—	17,0
650	168	Am + Pl + Mt	r-Cpx + Mon	14,9
600	238	Am + Pl + Mt	r-Cpx + Mon	21,2
600	243	Am + Pl + Mt	r-Cpx + Mon	16,6
В. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000 \text{ бар}$				
1150	1/2	Mt + Gl	q-Am; Gl редко	20,4
1150	1	Mt + Gl	q-Am; Mt редко	14,1
1100	1	Ol + Mt + Gl	q-Am	18,0
1100	4	Ol + Mt + Gl	q-Am	12,4
1050	2	Ol + Cpx + Pl + Psb + Mt + Gl	q-Am + q-Mi	21,9
1050	18	Ol + Cpx + Pl + Psb + Mt + Gl	q-Am + q-Mi, Mt в Ol	14,8
1000	24	Am + Pl + Mt + Gl	q-Mi + r-Cpx (ядра в Am)	17,0
950	72	Am + Pl + Mt + Gl	r-Cpx (ядра в Am)	16,7
900	24	Am + Pl + Mt	r-Cpx (ядра в Am)	18,7
850	24	Am + Pl + Mt	r-Cpx	19,1
850	92	Am + Pl + Mt + Psb	r-Cpx; в избытке Mt	18,9
850	168	Am + Pl + Mt	Mt редко	26,2
800	168	Am + Pl + Mt	—	17,8
800	172	Am + Pl + Mt	r-Cpx (ядра в Am)	19,3
750	350	Am + Pl + Mt	r-Cpx (ядра в Am, редко)	17,6
600	662	Am + Pl + Mt	r-Cpx + Mon	16,5

Таблица 31

Продукты опытов со щелочным базальтом (доисторический поток, север Кеаухоу, Гавайи, коллекция Кембриджского университета, № 65992), выдержанным в течение различных периодов времени в запечатанных платиновых ампулах при различных значениях давления воды и температуры

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукт	Примечание	$\text{H}_2\text{O}$ в ампуле, %
<i>A. P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 10 000 бар</i>				
1100	1/2	Mt + Gl	q-Am	20,5
1050	1	Ol + Mt + Gl	q-Am; Mt обилен	16,0
1000	2	Am + Cpx + Ol + Mt + Gl	q-Am + q-Mi; Mt обилен	16,8
950	4	Am + Mt + Gl	r-Cpx (ядра в Am)	18,7
900	6	Am + Mt + Gl	q-Mi + r-Cpx (ядра в Am)	13,5
850	6	Am + Mt + Gl	q-Mi; Mt обилен	19,2
800	6	Am + Sph + Mt + Gl	—	21,1
750	10	Am + Sph + Mt + Gl	—	16,4
700	24	Am + Sph + Mi + Mt + Gl	—	16,3
650	24	Am + Pl + Sph + Mi + Mt + Gl	r-Cpx + r-Pl + Mon; Gl редко	17,1
600	27	Am + Pl + Mi + Mt	r-Cpx + r-Pl + Mon	23,5
<i>B. P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 5000 бар</i>				
1100	1	Mt + Gl	q-Am; Mt обилен	18,2
1050	2	Ol + Mt + Gl	q-Am; Mt обилен	15,2
1000	4	Ol + Cpx + Am + Mt + Gl	q-Am + q-Mi	17,1
950	18	Cpx + Am + Mt + Gl	r-Cpx (ядра в Am)	20,0
900	24	Am + P <sub>sb</sub> + Mt + Gl	Mt обилен	20,2
850	24	Am + Pl + Mt + Gl	Mt обилен; r-Cpx	17,8
800	25	Am + Pl + Mt + Gl	r-Cpx	16,8
750	44	Am + Pl + Mi + Mt	Mi замещает Ol	14,4
700	48	Am + Pl + Mi + Mt	r-Cpx	14,4
650	168	Am + Pl + Mi + Mt	r-Cpx + r-Pl + Mon	13,5
600	243	Am + Pl + Mi + Mt	r-Cpx + r-Pl + Mon (замещает Ol); Mt обилен	14,1
<i>B. P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 2000 бар</i>				
1150	1/2	Gl	q-Mi + q-Am	21,6
1100	1	Ol + Mt + Gl	q-Am	16,3
1050	2	Cpx + Ol + Mt + Gl	q-Am + q-Mi	14,1
1000	24	Am + Cpx + Mt + Gl	—	17,1
900	24	Am + Pl + Mi + Mt + Gl	—	12,4
850	24	Am + Pl + Mi + Mt	r-Cpx; Mt обилен	19,1
850	168	Am + Pl + Mi + Mt	r-Ol (окаймлен Mi и Am)	14,2
800	172	Am + Pl + Mi + Mt	r-Ol (окаймлен Mi) + r-Cpx	16,2

Продукты опытов с окисленным гавайитом (лава из Папалеле-Галч, Мауна-Кеа, Гавайи, коллекция Кембриджского университета, № 60464), выдержанным в течение различных периодов времени в запечатанных платиновых ампулах при различных значениях давления воды и температуры

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукт	Примечание	$\text{H}_2\text{O}$ в ампуле, %
А. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10\,000 \text{ бар}$				
1100	1	Mt + Gl	q-Am + q-Mi + q-X	14,8
1050	1/2	Mt + Gl	q-Am + q-Mi + q-X	17,8
1050	1	Mt + Gl	q-Am + q-Mi + q-Mon + q-X	20,8
1000	1/2	Mt + Gl	q-Am + q-Mi + q-X	19,5
1000	2	Mt + Gl	q-Am + q-Mi + q-X	17,8
950	4	Cpx + Am + Mt + Gl	q-Am + q-Mi	20,6
900	1 1/2	Cpx + Am + Mt + Gl	q-Mi	17,3
850	6	Cpx + Am + Sph + Mt + Gl	Ограниченный Sph	18,8
800	6	Am + Sph + Mt + Gl	—	16,4
750	10	Am + Sph + Mt + Gl	—	15,6
700	24	Am + Pl + Sph + Mt + Gl	Pl редко	16,8
650	24	Am + Pl + Mt + Mi + Gl	—	20,6
600	27	Am + Pl + Mt + Mi	r-Ol + r-Cpx + r-Pl	18,3
Б. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000 \text{ бар}$				
1150	1/2	Mt + Gl	q-Am + q-Mi + q-X	20,1
1100	1	Mt + Gl	q-Mi + q-X	17,9
1050	1	Mt + Gl	q-Mi + q-X	21,8
1050	2	Mt + Gl	q-Mi + q-X	22,6
1000	4	Cpx + Mt + Gl	q-Mi + q-X	18,5
950	18	Cpx + Am + Psb + Mt + Gl	q-Mi + r-Cpx (ядра в Am)	20,4
900	24	Am + Cpx + Psb + Mt + Gl	q-Mi + r-Pl	20,7
850	24	Am + Cpx + Pl + Sph + Psb + Mt + Gl	—	14,7
800	24	Am + Pl + Sph + Mt + Gl	—	18,9
800	25	Am + Pl + Sph + Mt + Gl	—	18,1
750	44	Am + Pl + Sph + Mt + Gl	—	19,3
750	66	Am + Pl + Sph + Mt + Gl	—	19,6
700	48	Am + Pl + Mt + Mi	Следы Gl (?) + r-Cpx	16,5
650	168	Am + Pl + Mt + Mi	—	22,2
600	238	Am + Pl + Mt + Mi	r-Cpx + r-Pl	15,2
600	243	Am + Pl + Mt + Mi	r-Cpx + r-Pl	20,0
В. $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000 \text{ бар}$				
1150	1/2	Mt + Gl	q-Mi + q-X	19,8
1150	1	Mt + Gl	q-Mi + q-X	14,5
1100	1	Mt + Psb + Gl	q-Mi + q-X	18,3
1100	4	Mt + Psb + Gl	q-Mi + q-X	13,0
1050	2	Cpx + Psb + Mt + Gl	q-Mi	19,6
1050	18	Cpx + Psb + Mt + Gl	q-Mi, Cpx идиоморфный	16,6
1000	24	Cpx + Pl + Psb + Mt + Gl	q-Mi	21,5
950	72	Cpx + Pl + Mt + Gl	Mt обилен	18,5
900	24	Am + Pl + Cpx + Mt + Psb + Gl	r-Cpx	19,6
850	24	Am + Pl + Psb + Mt + Rt + Mi	Следы Gl (?) + r-Pl + r-Cpx	21,3
850	92	Am + Pl + Psb + Mt	r-Pl + r-Cpx	19,1
850	168	Am + Pl + Psb + Mt + Rt	Следы Gl (?)	21,4
800	168	Am + Pl + Mt + Mi	r-Cpx + следы Gl (?)	16,4
800	172	Am + Pl + Mt + Mi	r-Cpx	27,8
800	238	Am + Pl + Mt	r-Cpx	17,0
750	350	Am + Pl + Mt	r-Cpx	17,0
600	662	Am + Pl + Mt + Mi	r-Cpx + r-Pl	17,2

Сфен является обычным акцессорным минералом в продуктах гидротермальных опытов с тремя базальтами (без базальта Уорнер), в особенности в интервале температур 850—650° С. Сфен легко устанавливается в навеске благодаря высокому рельефу и большой величине двупреломления; иногда он хорошо огранен. Рутил в виде тонких иголочек встречается гораздо реже; очень редко он присутствует в одной и той же навеске вместе со сфеном.

В большинстве опытов с закалкой выше температуры ликвидуса навески были сложены почти полностью амфиболом с небольшим количеством магнетита и некоторым количеством стекла. Физические свойства этих навесок и радиальные сростки амфибола отчетливо свидетельствуют о том, что эти фазы являются продуктами закалки. Ниже температуры ликвидуса амфибол, образующийся при закалке, может сохраняться в стекле и таким образом сосуществовать с амфиболом, кристаллизующимся в качестве главной фазы в равновесных условиях. Цвет амфибола, возникающего при закалке, желтый до зеленовато-желтого; желтая окраска амфибола указывает на присутствие в его составе значительного количества окисного железа. Размер зерен продуктов закалки сильно варьирует: обычными являются зерна копьевидной формы длиной до 0,2 мм, уплощенные в плоскости (100). Для этого амфибола характерны углы погасания ( $c : \gamma$ ) 30—32°, отрицательный оптический знак и большой угол  $2V$ .

В продуктах закалки гидротермальных экспериментов со щелочными базальтами — гавайитом из Мауна-Кеа и щелочным оливиновым базальтом из Хуалалаи — слюда является обычной фазой. Она встречается в виде тонких пластинок размером 0,02—0,03 мм в поперечнике; удлинение положительное, оптический знак отрицательный; угол  $2V$  небольшой или равен нулю; плеохроизм слабый.

В продуктах закалки навески гавайита из Мауна-Кеа, выдержанного выше температуры ликвидуса, вместе со слюдой присутствует еще одна фаза (обозначенная в таблицах как  $q-X$ ), которую определить не удалось. Эта фаза встречается в виде призм, соизмеримых с размерами ассоциирующей с ней слюды (0,02 мм); она обладает средним показателем преломления, очень низким двупреломлением и большим углом погасания  $c' : \alpha' = 40^\circ$ . Порошкограммы этой фазы сходны (но не идентичны) с порошкограммами плохо раскристаллизованного амфибола, образующегося при очень непродолжительных опытах.

### **Влияние неравновесных условий**

Особое внимание обращалось на влияние некоторых факторов, ограничивающих продолжительность опытов. Кроме того,

было отмечено, что для закалки необходимо сравнительно продолжительное время — от  $1/2$  до нескольких минут (во всех трех типах использовавшихся сосудов давления). Эти факторы, так же как и некоторые другие, послужили причиной ряда явлений, обусловивших возникновение неравновесных продуктов.

*Реликтовые фазы.* В тех случаях, когда удавалось установить среди продуктов опытов присутствие реликтовых минералов (оливина, пироксена и плагиоклаза) исходных пород, они отмечались в таблицах в графе «Примечание». Предполагается, что вследствие увеличения продолжительности опыта эти неравновесные продукты будут израсходованы на образование окаймляющих их устойчивых фаз.

*Изменения.* Жидкая фаза, которая обычно наблюдается в виде стекла после закалки до комнатной температуры, в некоторых опытах была превращена в монтмориллонит. Максимальный предел стабильности синтетического монтмориллонита в системе  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  [195] установлен в  $480^\circ C$  при давлении паров воды 685 бар. Возможно, что благодаря присутствию других компонентов изменения происходили и при более низкой температуре, даже если давление было более высоким. Изменения, по-видимому, сходны с изменениями, которые наблюдались в некоторых вулканических пеплах и туфах вблизи горячих источников и при подводных извержениях [194].

*Выщелачивание.* Явления выщелачивания наблюдались лишь в некоторых опытах. Внимательное изучение осторожно вскрытой навески позволяет обнаружить тонкую (0,3 мм) оторочку бесцветных кристаллов или стекловатую зону у сжатого конца ампулы, в частности на поверхности раздела кристаллической или жидкой фазы с газовой. В тех случаях, когда удавалось определить кристаллы, они оказывались кристобалитом. Грейг, Мервин и Шеферд [90] описали явления переноса кремнезема в газовой фазе с последующим отложением в форме кристобалита. В некоторых опытах содержание материала в газовой фазе было достаточно для образования при закалке множества бесцветных стеклянных шариков. Стекло, образовавшееся из газовой фазы, отличается от стекла, образовавшегося из жидкости, гораздо более низким показателем преломления. Из этих наблюдений ясно, что в ходе некоторых опытов валовой состав пород изменяется.

*Окисление.* При наиболее продолжительных опытах на поверхности навески в местах соприкосновения со стенками платиновой ампулы происходит заметная концентрация магнетита. Эта концентрация является в основном следствием перехода железа в платину и окисления оставшегося в навеске железа, что

уже рассматривалось ранее. Самые большие пластинчатые кристаллы псевдобрукита обычно встречаются близ поверхности навески. Такое непрерывное изменение в степени окисления приводит к зональному распределению минералов, в особенности акцессорных, но также и главных силикатов. Два или более железосодержащих минералов, находящихся в равновесных условиях, могут, вероятно, фиксировать парциальное давление кислорода, но не относительные количества окислов железа. Если навеска находится в жидком или близком к нему состоянии, буферное влияние силикатов не проявляется и навеска в пределах применяемых в опытах давлений и температур быстро окисляется. Поэтому образцы пород перед гидротермальным исследованием не были предварительно превращены в стекло в атмосфере азота. Буферное влияние железосодержащих силикатов, присутствующих в исходных породах, значительно уменьшает скорость окисления. По анализам Дж. Х. Скуна, помещенным в табл. 33, установлена степень окисления в ходе кратковременных (до получаса) опытов, даже в том случае, когда переход железа в платину почти не наблюдается. Изменчивость степени окисления может быть, вероятно, объяснена различной проницаемостью платины (и швов сварки) в отношении водорода. Следует отметить, что содержание магнетита в ходе обоих опытов было невелико и содержание кислорода в ампулах вряд

Таблица 33

Результаты частичных анализов лавы 1921 г. (Килауэа, Гавайи, коллекция Кембриджского университета, № 57364), закаленной после выдержки в течение получаса при температуре 1250° и давлении воды 5000 бар<sup>1</sup>

	Исходная порода	Опыт А	Вес, пересчитанный с учетом воды	Опыт Б	Вес, пересчитанный с учетом воды
FeO . . . . .	9,71	6,07	6,38	3,78	3,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,31	4,68	4,92	7,32	7,71
Общее количество в виде Fe . . . .	8,47	7,98	8,40	8,06	8,48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,04	4,65	—	4,68	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,05	0,25	—	0,36	—
Общее количество H <sub>2</sub> O . . . .	0,09	4,90	—	5,04	—

<sup>1</sup> В продуктах опыта в незначительных количествах присутствуют Mt + Gt; остальной материал представлен амфиболом, образующимся при закалке. Анализ Дж. Х. Скуна

ли сильно менялось при закалке. В любом случае изменения должны привести к снижению парциального давления кислорода при постоянном общем давлении, в результате чего будет иметь место небольшое восстановление. Установлено также, что образующийся при закалке амфибол сам по себе не может быть окислен (т. е. превращен в оксиамфибол) замещением  $Fe^{2+}H^{1+} \rightarrow Fe^{3+}$  с последующей потерей водорода: содержание воды в обеих навесках оставалось в основном тем же самым. Для полной оценки этих эффектов окисления необходимо иметь больше данных. Но несомненно, что окисление влияет на температуру кристаллизации как главных железосодержащих силикатов, так и аксессуарных.

*Осаждение кристаллов.* В ходе опытов непосредственно ниже температуры силикатного ликвидуса происходило осаждение кристаллов. Оливин и пироксен, или оба вместе, концентрировались в нижних частях трубок. Точно установить, осаждался ли амфибол во время опытов, невозможно из-за наличия большого количества амфибола, образующегося при закалке и вследствие кристаллизации амфибола вокруг магнетита, концентрирующегося вдоль стенок трубок. Кроме того, осаждению амфибола внутри длинных узких трубок, вероятно, препятствовал дендритообразный характер его сростков. Плотность амфибола близка к плотности оливина и пироксена, поэтому следует ожидать его осаждение в жидкостях, насыщенных водой.

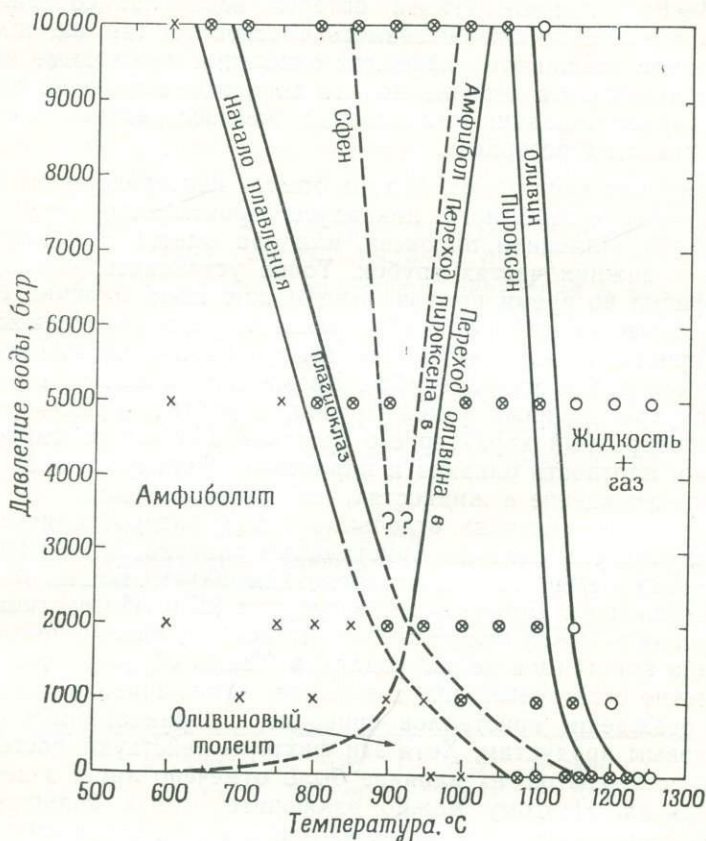
В некоторых случаях отдельные комки раздробленного материала сложены целиком кристаллами оливина, аналогичными по внешнему виду типичным продуктам аккумуляции, описанным Уэйджером, Брауном и Уодсуортом [253]. Интерстициальная жидкость почти полностью отсутствовала; однако явные нарастания кристаллов не наблюдались. Таким образом, ясно, что сохранение остаточных фаз, изменение, выщелачивание, окисление и осаждение кристаллов приводит к неравновесным и неодинаковым продуктам. Хотя эти факторы действуют постоянно в ходе всех опытов, их влияние было отмечено лишь в некоторых опытах. Поэтому можно заключить, что в большинстве опытов были достигнуты условия, близкие к равновесным. Тем не менее выводы, сделанные на основе полученных данных, должны использоваться осторожно, с учетом всех факторов, обуславливающих неравновесное состояние.

### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ход кристаллизации любого базальта в присутствии избытка воды может быть установлен по кривым, приведенным на фиг. 27—30. Ход кристаллизации базальтовых магм при общем давлении 1 атм был уже рассмотрен ранее и данные, представленные на фиг. 6, повторно приведены на упомянутых фигурах.

## Оливиновый толеит (№ 57364)

В качестве примера поведения базальтов в присутствии воды будет детально рассмотрено сечение оливинового базальта 1921 г. из Килауэа (остров Гавайи) при давлении водяных паров 5000 бар (фиг. 27). Немного выше 1120° базальтовый состав

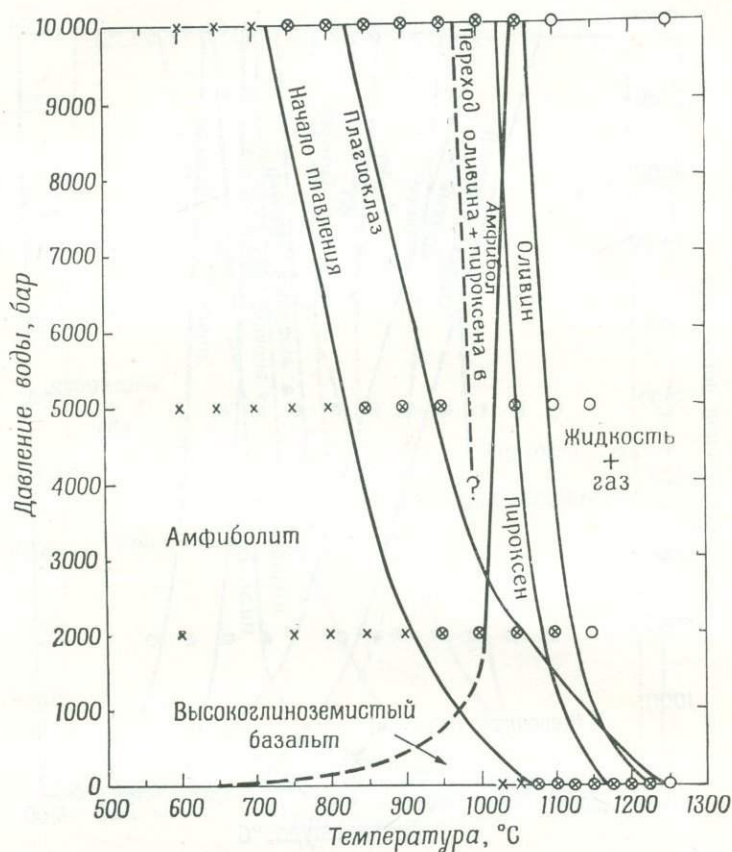


Фиг. 27. Проекция системы природный оливиновый толеит — вода по материалам исследования лавы 1921 г., кальдера Килауэа (коллекция Кембриджского университета, № 57364).

Данные гидротермальных опытов взяты из табл. 29, а при давлении 1 атм — из табл. 15 (№ 14). Область устойчивости минерала — с той стороны кривой, где помещена надпись. Химический анализ приведен в табл. 2 (№ 14).

состоит из магнетита + жидкость + газ. При этой температуре начинает кристаллизоваться оливин. При снижении температуры на 30° к нему присоединяется моноклинный пироксен. Оба силиката кристаллизуются вместе до температуры 965°; затем за

счет оливина и пироксена начинает кристаллизоваться амфибол. Приблизительно при этой же температуре исчезает весь оливин, а на  $25^{\circ}$  ниже — и весь пироксен. На этой стадии в равновесии с жидкостью и газом находятся только амфибол + магнетит. По мере снижения температуры относительное количество

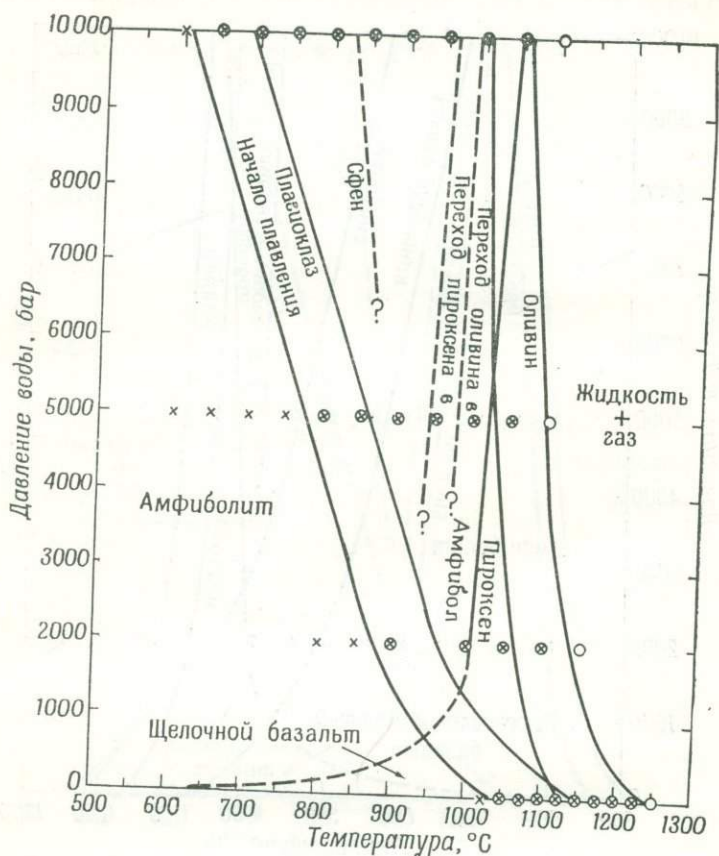


Фиг. 28. Проекция системы природный высокоглиноземистый базальт — вода по материалам исследования потока Уорнер, нагорье Медисин-Лейк, Калифорния (127ML 295).

Химический анализ приведен в табл. 2 (№ 16). Данные гидротермальных опытов взяты из табл. 30, а данные при давлении 1 атм — из табл. 15 (№ 16).

амфибола увеличивается при одновременном уменьшении жидкой и газовой фаз. Осаждение сфена начинается при  $890^{\circ}$ . Плагиоклаз начинает кристаллизоваться около  $825^{\circ}$ . В пределах наблюдений валовой состав при давлении 5000 бар, по-видимому, полностью закристаллизовывается при температуре  $780^{\circ}$ .

Ниже этой температуры базальт — теперь уже роговообманковое габбро — сложен целиком амфиболом + плагиоклаз + сфен + магнетит и находится в равновесии с газовой фазой. Самой низкой температурой, при которой проводились опыты, была температура 600°.

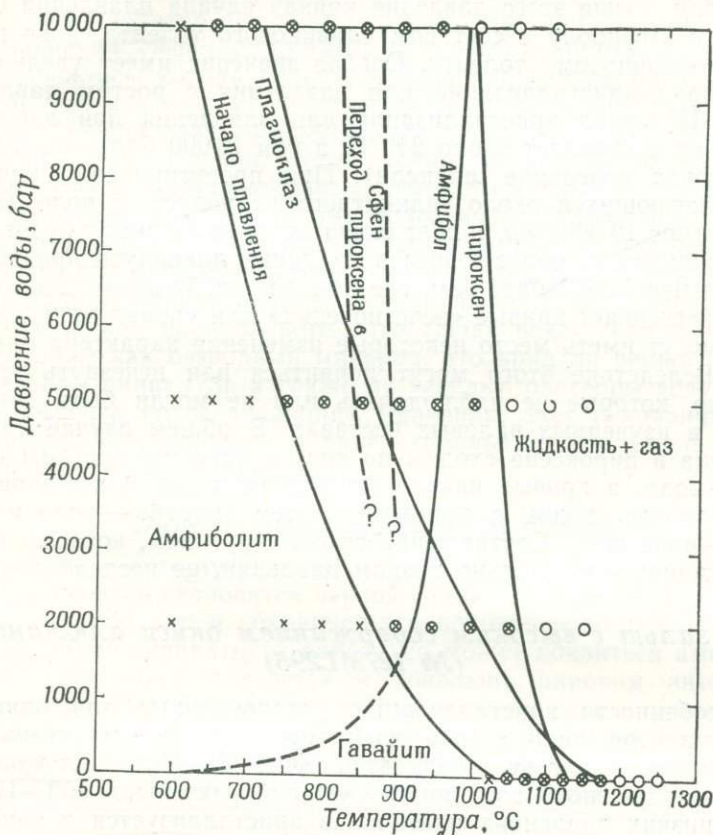


Фиг. 29. Проекция системы природный щелочной базальт — вода по материалам исследования доисторического потока из Хуалалаи, север Кеаухоу, остров Гавайи (коллекция Кембриджского университета, № 65992).

Химический анализ приведен в табл. 2 (№ 20). Данные гидротермальных опытов взяты из табл. 31, а данные при давлении 1 атм — из табл. 15 (№ 20).

При повышении температуры последовательность явлений будет обратной. Валовой состав может быть представлен вначале как амфиболит, состоящий из амфибола, плагиоклаза, сфена и магнетита. При 780°С начинается плавление, и первой фазой, полностью исчезающей, является плагиоклаз. В узком интервале температур (45°) расплавляется весь плагиоклаз, а

также некоторое количество других фаз. Сфен полностью расплавляется при  $890^{\circ}$ . Состав теперь состоит из амфибола + магнетит + жидкость; все фазы находятся в равновесии с газом. Количество амфибола уменьшается, и при  $940^{\circ}$  образуется моноклинный пироксен; при повышении температуры на  $25^{\circ}$  к нему



Фиг. 30. Проекция системы природный окисленный гаввайит — вода по материалам изучения лавы из Папалеле-Галч, Мауна-Кеа, Гавайи (коллекция Кембриджского университета, № 60464).

Химический анализ помещен в табл. 2 (№ 23). Данные гидротермальных опытов из табл. 32, а данные при давлении 1 атм — из табл. 15 (№ 23).

присоединяется оливин. При этой температуре исчезает весь амфибол, и в жидкости сосуществуют моноклинный пироксен + оливин + магнетит. Силикаты расплавляются при 1090 и  $1120^{\circ}$  соответственно. Магнетит исчезает при какой-то особой, зависящей от  $P_{O_2}$  среды, температуре, не установленной для равновесных условий в ходе этих экспериментов.

Некоторые общие особенности кристаллизации оливиновых толеитов могут быть легко определены по фиг. 27. Поле устойчивости оливиновых толеитов ограничено кривой начала плавления и верхней кривой устойчивости амфибола. Оливиновый толеит не может существовать при давлении воды свыше 1400 бар. Выше этого давления кривая начала плавления относится к амфиболу с составом оливинового толеита, а не к самому оливиновому толеиту. Особое значение имеет увеличение интервала кристаллизации или плавления с ростом давления воды. Интервал кристаллизации или плавления при давлении 1400 бар составляет около 240° С, а при 10 000 бар — около 455° (исключая поведение шпинели). При проектировании кривых, располагающихся около силикатного ликвидуса, в поле давлений свыше 10 000 бар, может оказаться, что амфибол будет первым силикатом, образующимся на линии ликвидуса при давлении свыше 12 600 бар. Там, где кривая устойчивости для амфибола пересекает кривые «исчезновения» или «появления» других фаз, могут иметь место некоторые изменения характера плавления. Вследствие этого могут появиться или исчезнуть другие кривые, которые не наблюдались или не могли быть обнаружены в изученных валовых составах. В общем случае кривые оливина и пироксена сходны по виду с кривыми системы диопсид — вода, а кривые начала плавления пород и исчезновения плагиоклаза сходны с кривыми систем анортит — вода и альбит — вода [296]. Соотношение сфена с рутилом, который появляется при относительно низком давлении, не исследовалось.

### *Базальт с высоким содержанием окиси алюминия (№ 127ML295)*

Особенности кристаллизации, установленные для оливиновых толеитов, лишь с некоторыми примечательными отличиями характерны и для этих базальтов (фиг. 28). Интервал кристаллизации плагиоклазов широкий, приблизительно 100—175° С. При низких давлениях плагиоклаз кристаллизуется в качестве первой главной силикатной фазы, а при высоких — последней. Амфибол начинает кристаллизоваться раньше пироксена при давлении свыше 8000 бар, и можно ожидать, что он будет кристаллизоваться в качестве первой главной силикатной фазы при давлениях приблизительно выше 11 900 бар. Соотношения псевдобрукита с магнетитом (титансодержащий твердый раствор) не установлены.

### *Щелочной базальт (№ 65992)*

Общий характер плавления щелочного базальта, за небольшим исключением, сходен с оливиновыми толеитами. Последовательность кристаллизации плагиоклаза и пироксена при не-

сколькo повышенном давлении воды обратная. Амфибол появляется раньше, чем пироксен при давлении выше 5300 бар, и, судя по проекции, может появиться раньше, чем оливин при давлении выше 11 100 бар. Интервал кристаллизации плагиоклаза 80—100° С. Амфибол+оливин+моноклинный пироксен+магнетит были обнаружены в равновесии в ограниченном интервале температур при давлении воды 5000 и 10 000 бар. Взаимоотношения сфена с другими титансодержащими фазами не исследовались. Слюда присутствовала как в виде продукта закладки, так и в виде стабильной фазы, но со свойствами, сходными с первой разновидностью; это обстоятельство затрудняло их разделение. Случаи, когда точно установлено присутствие слюды в виде стабильной фазы, отмечены в табл. 31. Однако она может быть стабильной и при более высокой температуре для заданного общего давления и более низкого  $dP_{O_2}$ . Эта неопределенность обусловила отсутствие на фиг. 29 кривых, показывающих границы кристаллизации слюды. На основании приведенных данных можно предположить, что слюда ведет себя в присутствии воды как безводный минерал, что вряд ли верно. Флогопит [298] и аннит [73], а также их твердые растворы ведут себя как обычные водосодержащие минералы. Нет основания считать, что образующаяся в виде стабильных фаз слюда будет вести себя иным образом.

### *Окисленный гавайит (№ 60464)*

Оливин отсутствует в опытах при всех значениях давления воды. Пироксен становится первой силикатной фазой при давлении выше 500 бар и сохраняет это положение до 10 500 бар, когда на линии силикатного ликвидуса может появиться амфибол. Плагиоклаз кристаллизуется в довольно широком интервале температур 100—140° С. Устойчивость пироксена в равновесии с амфиболом в широком интервале температур также заслуживает внимания. Взаимоотношения аксессуарных минералов и поле стабильности слюды не изучались по причинам, изложенным ранее.

### ОБОБЩЕНИЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Поведение материалов, соответствующих по составу главным типам базальтов (оливиновым толентам, высокоглиноземистым базальтам и щелочным базальтам), в условиях высокого давления воды может быть охарактеризовано следующими общими наблюдениями:

1. Температуры силикатного ликвидуса значительно снижаются с ростом давления воды.

2. Изменения в последовательности кристаллизации фаз сопряжены с изменением давления воды. С изменением давления

воды меняется состав силикатной фазы, появляющейся первой при температуре ликвидуса. При давлениях, несколько превышающих давления опытов, первой силикатной фазой может быть амфибол.

3. Интервал давлений и температур, при которых базальты устойчивы в присутствии избытка воды, значительно ограничен. Нижняя температурная граница устойчивости базальтов фиксируется верхней кривой стабильности амфибола, а верхняя температурная граница — кривой начала плавления. Обычно базальты неустойчивы при давлении воды выше 1400 бар.

4. Интервал кристаллизации базальтовых составов значительно расширяется с увеличением давления воды.

5. Плагноклаз обычно представляет собой последнюю главную силикатную фазу, кристаллизующуюся при высоком давлении воды. Наоборот, при плавлении плагноклаз является главной силикатной фазой, исчезающей первой.

6. Амфибол может сосуществовать стабильно с оливином и моноклинным пироксеном в ограниченных пределах.

7. Присутствие слюды, по-видимому, характерно лишь для валовых составов, близких к щелочным базальтам.

8. Окисленные базальты свидетельствуют о том, что процессы окисления могут контролировать присутствие и последовательность появления железосодержащих фаз.

9. В условиях избытка воды базальтовый состав представлен при сравнительно низких температурах амфиболитом или роговообманковым габбро.

10. Закалка при постоянном давлении составов, состоящих из жидкости+газ, дает продукт, сложенный в основном амфиболом.

# Применение результатов гидротермальных исследований

## ВВЕДЕНИЕ

Гидротермальное исследование составов, представляющих главные типы базальтов, было предпринято в поисках первичной магмы, из которой можно было бы получить все главные типы базальтов. Результаты исследований способствуют решению этой главной проблемы, а также ряда других петрологических проблем. Из полученных данных были сделаны выводы в отношении образования анортозитов, понимания реакционных серий, взаимоотношения базальтов и гранитов, подводного вулканизма, «базальтизации», содержания воды в исходных магмах, метаморфизма базальтов, а также в отношении амфиболитовых слоев в земной коре. Эти и другие относящиеся сюда вопросы рассматриваются ниже.

## ИСТОЧНИК ПЕРВИЧНОЙ МАГМЫ

### *Горнблендиты*

Раньше всех близость химических составов горнблендитов и базальтов установил Лакруа [136]. Он сопоставил анализы норита и горнблендита, отметив при этом, что плагиоклаз норита находится потенциально в амфиболе. [Как ни странно, в анализе горнблендита меньше  $H_2O^+$  (0,10%), чем в норите (0,13%).]

Считается, что амфибол, образующийся при закалке в ходе данных экспериментов, представляет жидкость (и газ) при температуре и давлении опыта; он резко отличается от амфибола, возникающего в равновесных условиях. Следует подчеркнуть, что образующийся при закалке амфибол не может рассматриваться как продукт нормальной кристаллизации при равновесных условиях в пределах использовавшихся температур и давлений. Однако образование такого амфибола позволяет допускать возможность существования его в качестве *стабильной* фазы за пределами условий экспериментов. Таким образом, эксперименты продемонстрировали возможную химическую эквивалентность горнблендитов и базальтов, на что впервые указал Лакруа. Дальнейшая оценка этого наблюдения может быть

получена при пересчете анализа базальта, с добавлением необходимого количества воды, на формулу амфибола. Кроме того, можно, по-видимому, установить состав амфибола, возникающего при закалке, на основе частичных анализов продуктов за-  
калки.

Таблица 34

Пересчет анализа оливинового толеита (57364)  
на формулу амфибола

	1		2
SiO <sub>2</sub>	48,04	Si	6,848
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,02	P	0,019
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	Al	1,133
FeO	9,49	Al	1,053
MnO	0,16	Cr	0,010
MgO	10,17	Fe <sup>3+</sup>	0,137
CaO	10,68	Ti	0,240
Na <sub>2</sub> O	2,10	Mg	2,159
K <sub>2</sub> O	0,51	Fe <sup>2+</sup>	1,130
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	Mn	0,019
TiO <sub>2</sub>	2,24	Ca	1,630
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	Na	0,370
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,06	Na	0,210
Сумма	100,00	K	0,092
		ОН	1,957

1. Оливиновый толеит, лава 1921 г., кальдера Килауэа, остров Гавайи; анализ после добавления воды в количестве, присутствующем в амфиболе, пересчитан на 100%.

2. Пересчет анализа 1 на формулу амфибола на основе 46 анионных эквивалентов. Принципы распределения атомов в условной структурной схеме описываются в тексте.

В качестве примера в табл. 34 приведен пересчет анализа оливинового толеита из Килауэа (№ 57364). Состав его может быть представлен в виде следующих молекул:  $\text{Tr}_{9,7}\text{Ed}_{30,2}\text{Ts}_{41,6}\text{Gr}_{18,5}^1$ .

<sup>1</sup> Такое распределение, конечно, условно. После пересчета химического анализа на основе 46 анионных эквивалентов принята нижеследующая методика. Взяв тремолит  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  в качестве основы, произведены следующие типы замещений:

Глаукофан $\text{NaAl}^{\text{VI}} \rightarrow \text{CaMg}$	Натровый тремолит $\overset{\circ}{\text{Na}}\text{Na} \rightarrow \text{Ca}$
Купферит $\text{Mg} \rightarrow \text{Ca}$	Окснамфибол $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}\text{H}$
Эденит $\overset{\circ}{\text{Na}}\text{Al}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Si}$	Ферриамфибол $2\text{Fe}^{3+} \rightarrow 3\text{Fe}^{2+}$
Чермакит $\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}} \rightarrow \text{MgSi}$	Титанамфибол $\text{Ti} \rightarrow 2\text{Mg}$

Вначале Na и K присоединяются к Ca до общего количества, равного 2. По-

Положение пересчитанного оливинового толеита на диаграмме Халлимонта [94] приведено на фиг. 31. Оно близко к положению амфибола из кварцевого латита (№ 75, по Халлимонду); однако этот амфибол  $Tr_{11}Ed_{35}Ts_{42}Gr_{12}$ , очевидно, немного богаче по содержанию Ed и беднее по содержанию Gr. Анализ амфибола не полностью соответствует анализу оливинового толеита.



Фиг. 31. Диаграмма пересчета анализов базальтов и эклогитов на формулу амфиболов по способу Халлимонта [94], где координатными осями являются атомные количества Si и суммы щелочей в позиции Na.

С другой стороны, анализ амфибола из измененного эклогита (№ 74, по Халлимонду) располагается к нему гораздо ближе, чем пересчитанный анализ оливинового толеита. К сожалению, он не совсем точно соответствует формуле амфибола, а также не лежит на диаграмме Халлимонта вблизи пересчитанного оливинового толеита. Несмотря на эти отличия и недостатки диаграммы Халлимонта, можно видеть, что пересчитанный анализ оливинового толеита фактически очень близок анализам

ловина этого количества, пересчитанного на 100, соответствует глаукофану в молекулярных процентах. Если Na + K недостаточно, добавляется Mg в виде купферита. Если Na или K находятся в избытке, то это относится за счет вакантных позиций и все количество, пересчитанное на 100, дает эденит в молекулярных процентах. Затем к Si добавляется Al в количестве, эквивалентном Na + K в вакантном положении. К Si присоединяется дополнительное количество Al до общего количества, равного 8. Половина последнего количества Al, пересчитанная на 100, соответствует содержанию чермакита в молекулярных процентах. Половина Ca, не израсходованная на молекулы эденита и чермакита, пересчитывается на 100 и принимается за тремолит. При желании из ранее полученных молекул можно вывести рибекит и гастингсит. В расчет берутся натровый тремолит и оксиамфибол; их присутствие может быть установлено суммированием катионов в позиции Mg. Нехватка катионов  $R^{3+}$  может указывать на присутствие натрового тремолита, избыток — на присутствие оксиамфибола. В случае, представленном в табл. 34, сумма Tr, Ed, Ts и Gr равна 100%, не включая дополнительные молекулы.

многих природных амфиболов. Пересчеты других главных типов базальтов на формулу амфибола также соответствуют природным амфиболам (фиг. 31). Следовательно, многие виды базальтов, по-видимому, являются химическими эквивалентами амфибола или горнблендита<sup>1</sup>.

При самой высокой температуре опыта продукт закалки оливинового толенита (табл. 28) сложен почти целиком амфиболом

Таблица 35

Пересчет на формулу амфибола анализа амфибола, образующегося при закалке

	1		2		
SiO <sub>2</sub>	46,49	Si	6,775	} 8,000	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,61	P	0,019		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,07 *	Al	1,206		
FeO	4,68 *	Al	0,959	} 1,633	
MnO	0,15	Cr	0,009		
MgO	9,85	Fe <sup>3+</sup>	0,665		
CaO	10,34	Ti	0,238	0,238	} 4,597
Na <sub>2</sub> O	2,03	Mg	2,138	} 2,726	
K <sub>2</sub> O	0,48	Fe <sup>2+</sup>	0,570		} 2,000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	Mn	0,018	} 0,276	
TiO <sub>2</sub>	2,17	Ca	1,614		} 0,089
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	Na	0,386	} 0,276	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,65 *	Na	0,187		} 0,089
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25 *	K	0,089	} 4,516	
Сумма	100,00	ОН	4,516		4,516

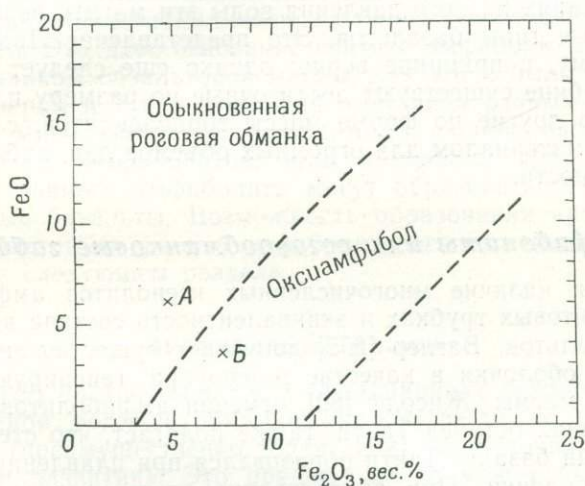
1. Состав амфибола, образующегося при закалке, рассчитанный на основании частичных определений ряда его компонентов (\*), опыт А, табл. 33, и добавления до 100% необходимого количества компонентов из анализа оливинового толенита.

2. Пересчет анализа 1 на формулу амфибола на основе 46 анионных эквивалентов. Принципы распределения атомов в условной структурной схеме приведены в тексте.

и небольшим количеством магнетита и стекла. Допуская, что продукт закалки сложен полностью амфиболом, можно пересчитать его на формулу амфибола. Частичный анализ продуктов закалки был уже приведен в табл. 33. Полный анализ образующегося при закалке амфибола был получен при использовании

<sup>1</sup> Этот вывод, вероятно, требует проверки эквивалентности природных горнблендитов (и амфиболитов) базальтам.

содержаний  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$  и  $\text{H}_2\text{O}^-$  в продуктах опыта *A* плюс пропорциональное количество остальных окислов исходного толеита (табл. 35). Составляющими этого амфибола являются  $\text{Tг}_{6,3}\text{Ed}_{27,6}\text{Ts}_{46,5}\text{Gr}_{19,3}$ , для которых характерны замещения типа  $2\text{Fe}^{3+} \rightarrow 3\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Ti} \rightarrow 2\text{Mg}$ . Содержание воды в этом амфиболе выше, чем в нормальном, и выше, чем в амфиболе, в котором все места  $\text{Na}$  заняты водой (4,3%  $\text{H}_2\text{O}^+$ ). В каналах структуры, по-видимому, должно иметься добавочное пространство для размещения дополнительной воды. Поэтому маловероятно, чтобы в



Фиг. 32. Диаграмма отношения окислов железа в амфиболах, образующихся при закалке.

Использованы результаты частичных анализов (табл. 32) продуктов опытов с оливинитом из Килауэа (№ 57364), выдержанным при  $1250^\circ\text{C}$  и давлении воды 5000 бар в течение получаса. Пунктирные линии — границы обыкновенной роговой обманки и оксиамфибола (по Барнесу [16]).

амфиболе, насыщенном подобным образом, содержание воды могло превышать 6,4%. Вейсберг [276] привел сведения о природном гидратированном амфиболе из диорита с содержанием 4,31%  $\text{H}_2\text{O}$ ; Фрэнсис описал гидратированный жедрит с 4,72%  $\text{H}_2\text{O}^+$  из контактной зоны, хотя анализировавшийся образец мог быть загрязнен хлоритом (устное сообщение М. Х. Хей, Дж. Дж. Фосетту, 1961).

Интересно отметить, что амфибол, рассчитанный на основании данных опыта *B* (табл. 33), следует классифицировать по Барнесу [16] как оксиамфибол. Содержания окислов железа в опытах *A* и *B* были нанесены на диаграмму (фиг. 32); на диаграмме виден характер расположения продуктов опытов по отношению к границе между обыкновенной роговой обманкой и оксиамфиболом, определенным Барнесом. Большинство

оксиамфиболов содержит меньше воды, чем обычно, благодаря замещению  $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}H^+$ .

Из данных пересчета анализов оливинового толеита и амфибола, образующегося при закалке, следует, что среди природных амфиболов существуют такие, состав которых соответствует составу водосодержащей<sup>1</sup> магмы оливиновых толеитов. Аналогичные примеры могут быть приведены и для других главных типов базальтов. Поэтому предполагается, что пласты или какие-либо другие массы роговых обманок при полном плавлении могут образовать водосодержащие базальтовые магмы. При остывании в условиях низкого давления воды эти магмы, вероятно, дадут главные типы базальтов. Это представление Лакруа [136], по-видимому, в принципе верно; однако еще следует доказать, что на глубине существуют достаточные по размеру пласты или какие-либо другие по форме массы горнблендитов, служившие исходным материалом для огромных объемов лав, наблюдаемых на поверхности.

### *Амфиболиты или роговообманковые габбро*

Отмечая наличие многочисленных ксенолитов амфиболитов в кимберлитовых трубках и эквивалентность состава амфиболитов и базальтов, Вагнер [255] допускает существование амфиболитовой оболочки в качестве резервуара, генерирующего базальтовые магмы. Жисолф [82], отмечая амфиболитовые включения в лавах острова Таити, также полагает, что стекловатый андезитовый базальт Таити образовался при плавлении амфиболитовой оболочки. При обследовании этого острова Вильямс [280] не обнаружил в лавах включений с богатым содержанием амфибола. Хотя против взглядов Жисолфа относительно роли плавления амфиболитов или процесса резорбции в образовании лав Таити могут иметься возражения, общее представление сформулировано достаточно четко. Недавно Хант и Уотерс [114, 273] пришли к выводу, что исходная диоритовая магма штока Норт-Ла-Саль, Юта, образовалась при частичном плавлении амфиболитов. Там встречаются в больших количествах ксенолиты, 95% которых представлены обогащенными амфиболом породами, испытавшими замещение.

В ходе данных экспериментов все главные типы базальтов были «метаморфизованы» в амфиболиты в присутствии воды при сравнительно низкой температуре. Иначе говоря, все главные типы базальтов при остывании в присутствии воды кристаллизуются в виде роговообманкового габбро. Поэтому как амфибо-

<sup>1</sup> Прямой зависимости между содержанием воды в насыщенных ею магмах и содержанием воды в эквивалентных этим магмам амфиболах не установлено. В недосыщенных летучими магмах содержание воды в амфиболах может быть заниженным.

литы, так и роговообманковое габбро могут рассматриваться как потенциальный источник базальтовых магм. Взяв вновь в качестве примера оливиновый толеит Килауэа, мы можем найти соответствующий ему по составу природный амфиболит и роговообманковое габбро. Амфиболит из Северной Каролины, описанный Уилкоксом и Польшерваартом [277], очень сходен по составу с оливиновым толеитом из Килауэа. Польшерваарт [180] на базе новейших экспериментов уже отмечал, что большие скорости сжатия и низкие интенсивности намагничивания амфиболитов со сравнительно небольшим содержанием магнетита, вероятно, совместимы с наличием глубинных океанских пластов амфиболита. Это дает основание считать амфиболиты приемлемым источником базальтовой магмы, как это и было предположено Вагнером и Жисолфом. Для получения разных типов базальтовых магм требуется, по-видимому, полное расплавление разнообразных амфиболитов, или, возможно, при частичном плавлении единого амфиболита могут образоваться различные производные базальты. Возможность образования производных типов базальтов из единого амфиболитового источника рассматривается в следующем разделе.

### ПРОИЗВОДНЫЕ МАГМЫ

Боуэн [29] предположил, что «фракционная резорбция аккумулярованной роговой обманки» может вести «к изменению жидкости (преимущественно толеитовой) по щелочной нисходящей линии развития». Это предположение может быть теперь рассмотрено в свете новых экспериментальных данных (см. фиг. 27—30). Было установлено, что амфибол является ранней фазой при кристаллизации базальтовых составов в присутствии избытка воды и может быть первичной фазой при давлении выше 10 500—12 600 *бар* в зависимости от валового состава<sup>1</sup>. Исходя из установленной Дейном [62] плотности безводной диабазовой жидкости при 1250°С и плотности главных конечных членов ряда амфиболов, можно предположить, что амфибол будет легко погружаться в неподвижной водосодержащей базальтовой магме. Согласно Боуэну, кристаллы амфибола при погружении попадают в среду с более высокой температурой, а также, по-видимому, и с более высоким давлением воды. В зависимости от состава процесс, очевидно, должен происходить при давлениях выше 900—1500 *бар*. Кроме того, если частичная резорбция оказывает влияние на изменение состава магмы, этот процесс должен в зависимости от состава происходить при давлениях ниже 10 500—12 600 *бар*. Изменение состава будет, ко-

<sup>1</sup> Когда давление воды меньше, чем общее давление, образование амфибола происходит при более низких температурах. Это обстоятельство будет рассмотрено в следующем разделе.

нечно, зависит от вида амфибола и интенсивности резорбции. К сожалению, определение состава амфиболов, образующихся при температурах силикатного ликвидуса в различных типах исследованных базальтов, невозможно из-за мелкозернистости продуктов эксперимента и небольшого количества образующегося амфибола. Однако на фиг. 21, 23 и 24 можно видеть, что состав амфибола, требуемого для преобразования оливинового толеита или толеитовой магмы в щелочную базальтовую магму, должен находиться в тех областях, где присутствует  $Ne$ . Добавление амфибола, в нормативном составе которого присутствует  $Hu$  или  $Hu + Qz$ , приведет только к соответственному увеличению относительного содержания уже присутствующих в оливиновых толеитах или в толеитовой магме этих нормативных составляющих. Обратившись вновь к фиг. 23, можно прийти к выводу, что осаждение и резорбция амфибола могут привести не только к преобразованию толеитовых магм в щелочные базальтовые магмы, но в зависимости от состава амфибола, возникающего при температуре ликвидуса, могут также преобразовать щелочные базальтовые магмы в толеитовые. Следовательно, неясным остается вопрос, может ли вблизи температуры ликвидуса в толеитовой магме появиться амфибол с нормативным  $Ne$ , а в щелочной магме — амфибол с нормативным  $Hu$ ? Ответ на этот вопрос может быть получен при более детальных экспериментальных и полевых исследованиях каждого конкретного типа магмы. Боуэн отметил, что большинство горнблендитов, которые, по его мнению, образовались путем осаждения кристаллов амфибола, содержат нормативный  $Ne$ . Именно поэтому Боуэн считает, что осаждение и резорбция амфибола является «наиболее вероятным способом формирования» щелочных базальтов и родственных им пород предположительно из магмы оливиновых толеитов. Приведенные в данной работе эксперименты в значительной степени поддерживают и расширяют представления Боуэна о возможных путях превращений магм различных типов.

### ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ АМФИБОЛИТОВ

Было установлено, что независимо от типа породы первой фазой, исчезающей полностью с увеличением температуры при давлении несколько выше 1500 бар, является плагиоклаз. После исчезновения плагиоклаза в равновесии с жидкостью сосуществуют амфибол + сфен + магнетит + (слюда). Если бы было можно отделить жидкость от кристаллов (например, путем фильтрования под давлением) и закристаллизовать ее отдельно, то возникла бы обогащенная плагиоклазом порода, т. е. анортозит.

Особое значение имеет, вероятно, содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах, образующихся при подобном

процессе. Плагноклаз природных амфиболитов представлен олигоклазом или андезином, и анортозит, образующийся при частичном плавлении, также, вероятно, будет характеризоваться подобным низким содержанием анортитовой составляющей. Эта особенность представляет интерес в связи с наличием крупных тел анортозитов, которые не ассоциируют с большими стратифицированными меланократовыми интрузиями и образование которых не может быть объяснено осаждением [29], суспензированием [111] или всплыванием [248] полевошпатовых кристаллов из родственных, обогащенных An полевошпатовых тел.

Важным фактом является также исключительно низкая температура, при которой может быть получена полностью жидкая анортозитовая магма. Для некоторых амфиболитов кривая начала плавления может лежать при  $600^{\circ}\text{C}$ . Йодер при исследовании системы An—Di—H<sub>2</sub>O [295] высказал предположение, что анортозиты с высоким содержанием анортитовой составляющей в магме могут, вероятно, образоваться в земной коре<sup>1</sup> под давлением воды при температуре около  $1095^{\circ}\text{C}$ . Добавление других компонентов действительно снижает точку начала плавления гораздо сильнее, чем это допускалось ранее. Эккерман [248] описал дайки острова Кеннинген, Швеция, состоящие почти целиком из плагноклаза состава An<sub>53-60</sub>, которые, по его мнению, образовались из анортозитовой магмы. Обнаружение анортозитовых даек с порфировой структурой и расстеклованной основной массой является чрезвычайно важным свидетельством существования при определенных температурах анортозитовой магмы.

Если некоторые анортозиты образовались за счет частичного плавления амфиболитов, то возникает вопрос о судьбе остаточных роговых обманок. Все предложенные процессы, по-видимому, не могут дать ответ на этот вопрос. В ассоциации с крупными телами анортозитов не обнаружены близкие им по размерам тела горнблендитов или эквивалентных им пород. С другой стороны, на основании рассмотренного выше процесса можно достаточно обоснованно объяснить происхождение некоторых мелких анортозитовых тел там, где полевыми работами обнаружены массивы, сложенные остаточными железистомагнезиальными минералами.

На основании изучения уже упомянутой системы Di—An—H<sub>2</sub>O Йодер [295] предположил, что за счет изменения давления воды

---

<sup>1</sup> Авторы обращают внимание на ограничения в отношении глубины образования анортозитовых магм. Неустойчивость альбита при высоких давлениях обуславливает необходимость рассмотрения равновесия жадеит—анортит, а не альбит—анортит. По этой причине содержание альбита в конечном анортозите может быть ограничено глубиной образования. На глубинах с давлением свыше 30 кбар неустойчив также и анортит [43], и образование анортозитов поэтому невозможно.

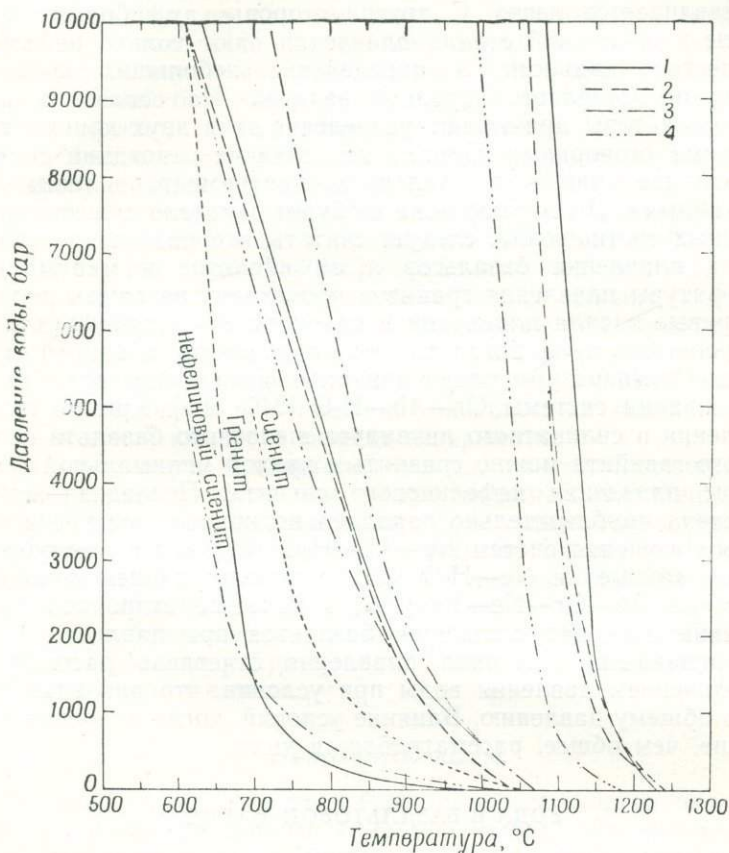
возможно образование массивов с ритмически переслаивающимися пластами пироксенитов и анортозитов. Исследования кривых плагиоклаза на  $PT$ -диаграммах (фиг. 27—30) указывают на возможность подобного ритмического разделения роговообманковых габбро. Метод ритмического изменения давления воды был уже изложен Горансоном [86] и развит Г. К. Кеннеди [121]. Ритмическое переслаивание анортозитов и амфиболитов (бывшее роговообманковое габбро) наглядно представлено, например, в Сандейне, Норвегия [128].

### СРАВНЕНИЕ ХАРАКТЕРА ПЛАВЛЕНИЯ БАЗАЛЬТА, АМФИБОЛИТА И ГРАНИТА

На фиг. 33 показаны для сравнения кривые начала плавления и силикатного ликвидуса толеитового базальта и амфиболита (сплошные линии) и кривые минимальных температур плавления гранитов. Участок кривой для гранитов при давлении воды ниже 4000 бар заимствован из работы Татла и Боуэна [240]. Верхняя часть кривой получена экстраполяцией в точку при 10 000 бар, установленную авторами. Образец гранита Уэстерли (G-1) оставался кристаллическим при выдержке в течение 72 час при температуре 600°С и частично плавился при выдержке в течение 24 час под давлением 10 000 бар и температуре 650°. Следовательно, при давлении 10 000 бар амфиболит и гранит будут, вероятно, плавиться при одной и той же температуре. Зоны переслаивания гранито-гнейсов и амфиболитов будут становиться подвижными при этом давлении и одинаковой температуре. На их поведении будут сказываться первичные различия, в связи с чем граниты, состав которых отвечает составу с минимальной температурой плавления, будут плавиться почти полностью, тогда как амфиболиты подвергнутся только незначительному расплавлению.

При более низких давлениях эти различия в поведении гранитов и амфиболитов приобретают исключительную важность в интерпретации послонных инъекций в гнейсах, мигматитах и других породах. По этой причине необходимо тщательное исследование кривых начала плавления амфиболитов и базальтов в области более низких давлений. Равновесие наиболее легко достигается в области высокого давления воды, и в этих условиях базальтовые и гранитные составы действительно начинают плавиться при одной и той же температуре. Это соответствует представлению о том, что первой жидкой фазой при частичном плавлении габбро при некоторых условиях (например, постоянном  $P_{O_2}$ ) будет фаза гранитного состава [29]. При низком давлении воды равновесные условия достигаются не так легко и разделение кривых минимальной температуры плавления гранитов

и начала плавления амфиболитов и базальтов может быть обусловлено перегревом базальтов, необходимым для того, чтобы началось их заметное плавление. Другой причиной разделения



Фиг. 33. Сводная диаграмма кривых силикатного ликвидуса и солидуса для исследовавшихся базальтов и кривых начала плавления гранита, сиенита и нефелинового сиенита.

1 — оливковый базальт (фиг. 27); 2 — высокоглиноземистый базальт (фиг. 28); 3 — щелочной базальт (фиг. 29); 4 — окисленный гавайит (фиг. 30). Участок сплошной кривой для гранита проведен по данным Татла и Боузена [240], пунктирная часть этой кривой — по результатам исследований авторов данной работы. Кривая «сиенитов» основывается на точке минимума системы  $Or-Ab-H_2O$  [240, 300]. Кривая нефелиновых сиенитов проведена приблизительно параллельно кривой, установленной при изучении систем  $Ne-Ab-H_2O$  (Маккензи, неопубликованные данные) и  $Ne-H_2O$  [296], с использованием в качестве отправной точки минимума в системе  $Ab-Or-Ne-Ks$  [199].

двух кривых при низких давлениях могут быть трудности в установлении небольших количеств стекла при закалке базальтов или амфиболитов. Как уже отмечалось, небольшое превышение минимальной температуры плавления гранитов приводит

к образованию больших объемов жидкости вследствие того, что фазовые соотношения в них как раз соответствуют температурному минимуму<sup>1</sup>. По этой причине начало плавления гранитов устанавливается легко. С другой стороны, амфиболиты и базальты в начальной стадии плавления дают только небольшое количество жидкости, а определение небольших количеств стекла представляется трудной задачей. На основании изложенного авторы принимают разделение этих двух кривых с некоторыми оговорками. Однако нет никаких оснований считать, что эти две кривые при условиях эксперимента должны быть идентичными. До тех пор пока не будет доказано существование обратных соотношений, следует считать, что разделение кривых начала плавления базальтов и амфиболитов и минимальной температуры плавления гранитов происходит на самом деле.

Кривые начала плавления и силикатного ликвидуса для высокоглиноземистого базальта можно сравнить с кривой минимальной температуры плавления «сиенитов», установленной при исследовании системы  $\text{Or}-\text{Ab}-\text{H}_2\text{O}$  [240, 300]. Кривые начала плавления и силикатного ликвидуса щелочного базальта и окисленного гавайита можно сравнить с кривой минимальной температуры плавления нефелинового сиенита. Последняя кривая проведена приблизительно параллельно кривой, построенной по данным изучения систем  $\text{Ne}-\text{Ab}-\text{H}_2\text{O}$  (Маккензи, неопубликованные данные) и  $\text{Ne}-\text{H}_2\text{O}$  [296] с использованием минимума в системе  $\text{Ab}-\text{Or}-\text{Ne}-\text{Ks}$  [199] в качестве отправной точки.

Узкий интервал плавления базальтов при давлении 1 атм уже отмечался. Интервал плавления отчетливо расширяется с увеличением давления воды при условии, что давление воды равно общему давлению. Влияние условий, когда давление воды меньше, чем общее, рассматривается ниже.

## ВОДА В БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЕ

### Содержание воды

Образование продуктов закалки не позволяет получить сведения о количественном содержании воды в возникающих при плавлении жидкостях. Однако можно дать приблизительную оценку содержания воды на основе данных, полученных по синтетическим минералам, плавившимся в присутствии воды. Линии силикатного ликвидуса различных базальтов практически одинаковы с аналогичной линией в системе диоксид — вода, а

<sup>1</sup> Может возникнуть вопрос, на самом ли деле рассматриваемые гранитоиднейсы, образующие смесь кристаллов и жидкости, являются идеальными гранитами. Состав гранита, способного образовать смеси кристаллов и жидкости, должен соответствовать составу с минимальной температурой плавления.

кривая начала плавления сходна по наклону с такой же кривой в системе альбит — вода (см. [296]). Содержание воды в насыщенной жидкости в равновесии с кристаллами альбита при давлении 5000 бар, по данным Йодера, Стюарта и Смита [300], составляет около 11%. Йодер [294] определил, что содержание воды в насыщенной жидкости в равновесии с кристаллами диопсида при 5000 бар равно приблизительно 3%. На основе этих данных можно, по-видимому, предположить, что содержание воды в жидкости при давлении 5000 бар возрастает от 3 до 11% по мере уменьшения температуры<sup>1</sup>.

В связи с существованием многочисленных приблизительных оценок содержания воды в природных базальтах от 0,4 до 15% [29, 61, 81, 102, 150, 178, 242] необходимо подчеркнуть, что до тех пор, пока не установлены точно общее давление, температура и парциальное давление воды, содержание воды в магме не может быть определено. Даже в том случае, если будут известны эти переменные величины, следует помнить о возможности загрязнения и отсутствии равновесных соотношений в магматической камере в момент извержения.

Следовательно, базальтовая магма, кристаллизующаяся на глубине в виде диабаза или габбро, должна характеризоваться очень низким содержанием воды. Если вода присутствовала и сохранилась во время кристаллизации, то магма, по-видимому, должна была кристаллизоваться в виде горнблендита или амфиболита. Базальтовая магма, кристаллизующаяся на поверхности или в близповерхностных условиях в виде базальта, должна либо терять воду при подъеме, либо быть преимущественно «сухой» с самого начала.

### *Источник воды*

Источник воды в магмах был предметом многих исследований. Современные данные свидетельствуют, что водосодержащие минералы служат природными резервуарами летучих на глубине. Особый интерес представляет амфиболитовый слой Вагнера [255] как возможный источник воды в базальтовых магмах. Этот слой, по-видимому, также служил в течение всего геологического времени источником летучих относительно постоянного состава, из которых, по представлениям Раби [196], могла образоваться морская вода.

---

<sup>1</sup> Эти выводы дают основание предполагать, что линии равных содержаний воды становятся более крутыми с увеличением температуры. Данные Горансона [87] по системе  $Ab-H_2O$  указывают на то, что линии равных содержаний воды по мере увеличения температуры выполаживаются. Эти различия вызваны, по-видимому, резким изменением безводной части валового состава базальтовой магмы по сравнению с постоянством безводного валового состава в системе  $Ab-H_2O$ .

## Давление воды меньше, чем общее давление

Шеферд [214] подчеркнул «отсутствие определенных связей между составными частями» вулканических газов 1919 г., собранных Джеггером на Килауэа, остров Гавайи. Эта проба газов, по мнению Шеферда, собрана наиболее тщательно. В большинстве таких частных проб водяной пар является доминирующей составной частью газов, но сильно варьирующей по количеству. Если не известны необходимые константы равновесия, на основании состава газа в контакте с магмой нельзя судить о составе газа, растворенного в магме. Эти константы известны лишь для одной идеальной системы  $Ab-H_2O$ , и поэтому необходимо изучать содержание газа непосредственно в самих базальтовых магмах. Шеферд еще раз подчеркивает преобладание водяных паров в составе газов и указывает на значительное загрязнение ими во время подъема лав. Его *главный вывод*: содержание паров воды достигает 80% и более от общего количества растворенных и находящихся в равновесии с магмой газов. Если не принимать во внимание остальные 20% (или менее) других газов и их особое влияние, может возникнуть вопрос, каковы последствия снижения парциального давления воды? Хотя выяснение данной проблемы может быть лишь чисто качественным, роль этого эффекта представляется достаточно важной для обсуждения в настоящей работе.

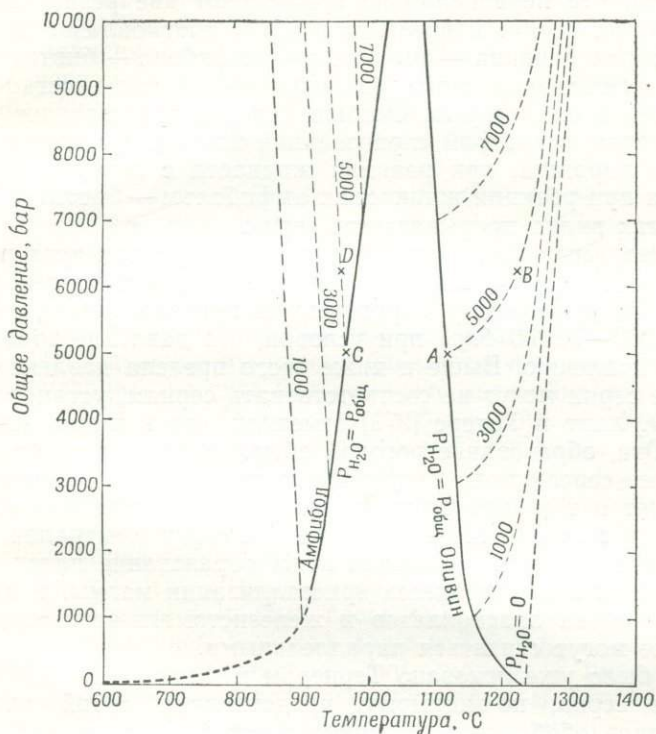
Рассмотрим магматическую непроницаемую камеру с заключенной в ней свободной газовой фазой, находящейся в равновесии с магмой оливиновых толеитов из Килауэа при температуре силикатного ликвидуса  $1120^\circ$  и давлении воды 5000 бар (точка А на фиг. 34)<sup>1</sup>. Увеличим общее давление на 1250 бар нагнетанием инертного газа, допуская, что он не реагирует с водой и не растворим в магме<sup>2</sup>. Так как парциальное давление воды остается в основном постоянным, при  $1225^\circ$  и давлении 6250 бар устанавливается новое равновесие. В результате возрастает температура силикатного ликвидуса в сравнении с тем случаем, когда давление воды равно общему давлению системы.

Уменьшение давления воды за счет инертных газов ведет к разложению различными путями водосодержащих минералов

<sup>1</sup> Кривая  $dP_{H_2O}$  построена по данным работы Горансона [87] для системы  $Ab-H_2O$  [121] и на основании данных, согласно которым кривые должны в конечном счете приблизиться к безводному ликвидусу,  $P_{H_2O} = 0$ . Наклон безводного ликвидуса на основании проверки отношения  $dT/dP$  для форстерита составляет предположительно  $7^\circ/1$  кбар [190]. Если линии равных содержаний воды проектируются через область амфиболитов (или роговообманковых габбро), в которой сосуществуют кристаллы + жидкость + газ, то содержание воды в жидкости при постоянном давлении должно возрастать с уменьшением температуры.

<sup>2</sup> Гринвуд [88] указывает на то, что эффективное парциальное давление воды в системе  $H_2O-Ag$  выше, чем это должно быть согласно правилу Льюиса и Рэндалла.

[295]. Рассмотрим кривую разложения амфибола при давлении воды 5000 бар и температуре 965° (точка С на фиг. 34). Увеличим общее давление до 6250 бар нагнетанием инертного газа, считая, что последний не входит в структуру ни одной из фаз и не реагирует с водой. Так как парциальное давление воды



Фиг. 34. Кривые силикатного ликвидуса и верхней границы устойчивости амфибола в системе природный оливиновый толеит — вода при давлении воды, равном общему (из фиг. 27).

Пунктирные линии, показывающие давление воды в барах, схематически иллюстрируют положение новых кривых равновесия, когда зафиксированное давление воды меньше общего давления.

остается практически одинаковым, новое равновесие при давлении 6250 бар устанавливается при температуре 959°. Общим результатом будет снижение стабильности амфибола в сравнении с тем случаем, когда давление воды равно общему давлению системы.

Эти явления, происходящие при уменьшении парциального давления воды и выражающиеся в росте температур ликвидуса и уменьшении стабильности амфибола, должны учитываться при применении данных эксперимента к природным объектам.

## РЕАКЦИОННЫЕ СЕРИИ

В 1922 г. Боуэн [28] изложил в основных чертах реакционный принцип в петрогенезисе и расположил главные минералы «обычных субщелочных пород» в виде реакционных серий. Он установил, что первоначально существуют две резко отличные реакционные серии: непрерывная серия плагиоклазов и прерывистая серия оливина — пироксена — амфибола — биотита. В конечных членах этих серий различия выражены нечетко и они сливаются в одну серию. Особый интерес представляет прерывистая серия, в которой «при реакции жидкости с оливином образуется пироксен, при реакции жидкости с пироксеном — амфибол, а при реакции жидкости с амфиболом — биотит». Только в толеитах видна прерывистость серий.

Последними экспериментами отчетливо установлена реакция жидкости (и газа) с оливином и моноклинным пироксеном с образованием амфибола в определенных пределах давлений (примерно 2000—10 000 *бар*) при условии, что давление воды равно общему давлению. Выше и ниже этого предела давлений реакционные серии могут не соответствовать сериям, установленным Боуэном. Хант и Уотерс [273] отметили, что в штоке Норт-Ласаль, Юта, образование роговой обманки предшествует авгиту.

Раннее соосаждение главных фаз при давлении 1 *атм* свидетельствует о том, что серия плагиоклазов кристаллизуется параллельно с серией железистомагнезиальных минералов. Однако при повышенных давлениях воды образование плагиоклазов смещается к концу процесса кристаллизации магмы. В этой обстановке серии плагиоклазов и железистомагнезиальных минералов не могут считаться параллельными.

Как было уже показано Тернером и Ферхугеном [238], реакционные серии, по-видимому, представляют собой «слишком упрощенное обобщение». Принимая это замечание, мы все же считаем нужным повторить высказывание Боуэна о необходимости «расширения наших познаний о точной природе наблюдаемых реакций». Петрографические детали большинства обычных реакций в толеитовых магматических сериях отсутствуют, и вполне вероятно, что возможные (и необходимые) реакции в щелочно-базальтовых магмах могли остаться незамеченными (см. [209]).

## ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Предполагалось, что между глубоководными и поверхностными вулканическими извержениями имеются существенные различия. Некоторые исследователи считают, что если при поверхностных излияниях образуются нормальные базальты, то продукты глубоководных извержений должны быть представлены серпентинитами, амфиболитами, спилитами и т. д. До-

пуская, что средняя глубина океана равна приблизительно 3800 м, мы должны считать, что давление на дне будет около 380 бар<sup>1</sup>. Анализ фиг. 27—30 показывает, что при этом давлении базальтовая магма, если даже она насыщена морской водой, будет продолжать кристаллизоваться в основном так же, как и в поверхностных условиях. Могут быть небольшие изменения в последовательности кристаллизации главных фаз, однако появление водосодержащих фаз в присутствии жидкой фазы невозможно. При температурах субсолидуса возможно полное превращение базальтов в амфиболиты при условии доступа воды. Авторы считают, что на дне океанов поверхностные части потоков, например типа пахоэхоэ, при соприкосновении с холодной морской водой будут подвергаться закалке; весь остальной объем лав, защищенный закаленной оболочкой, не будет контактировать с морской водой. Если магма пориста, морская вода может пропитывать весь поток. Следовательно, преобразование лав в амфиболиты будет зависеть главным образом от скорости реакции нагретой морской воды и затвердевшей породы. Последующие изменения базальтов или амфиболитов могут происходить за счет метасоматического обмена с компонентами морской воды (например, альбитизация полевых шпатов) или более позднего ретроградного метаморфизма. Кривые максимальной стабильности серпентина [37], мусковита [299] и хлорита [293] указывают на то, что серпентинизация, мусковитизация и хлоритизация могут иметь место при температурах ниже температуры образования амфибола, если при медленном охлаждении были достигнуты условия равновесия.

Формирование пепловых слоев при вулканических извержениях под давлением морской воды в 380 бар может привести к образованию продуктов закалки, сходных с продуктами закалки, полученными в ходе экспериментов. В результате такой закалки, например, может образоваться монтмориллонит, нередкий для пепловых слоев. Обмен основаниями с морской водой, по-видимому, приведет к увеличению содержания натрия.

## МЕТАМОРФИЗМ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРОД — АМФИБОЛИТИЗАЦИЯ

### *Установление типа породы*

В условиях равновесия амфиболиты и роговообманковые габбро, образовавшиеся при одинаковом давлении и температуре, отличить невозможно. Только наличие неравновесных (реликтовых) ассоциаций дает возможность определить, возникла ли данная порода при метаморфизме изверженных (или

---

<sup>1</sup> Давление на дне глубочайших океанских впадин, по-видимому, не превышает 1200 бар.

осадочных) пород или же путем непосредственной кристаллизации из жидкости. В этом смысле проблема амфиболитов сходна с проблемой гранитов.

### *Соотношение амфиболитоз с различными типами базальтов*

На основании современных экспериментов было показано, что амфиболиты могут легко образовываться из различных базальтовых составов в широком интервале давлений воды и температур. Оливиновые толеиты и богатые окисью алюминия базальты дают простые амфиболиты, тогда как щелочные базальты и окисленный гавайит — слюдястые амфиболиты. Предполагалось, что богатые окисью алюминия базальты в условиях эксперимента дадут гранатовые амфиболиты. Это предположение не подтвердилось, хотя Йодер и Чиннер [297] получили гранат требуемого состава в интервале использовавшихся давлений и температур. Однако они установили, что большая часть поля устойчивости граната в присутствии избытка воды перекрывается роговой обманкой. Именно по этой причине, как полагают авторы, гранатовые амфиболиты отсутствовали в экспериментах. Кроме того, высокое содержание окиси алюминия не является обязательным условием для образования граната, как считалось ранее. Это можно установить по анализам орто- и параамфиболитов из Северной Каролины, приведенных Уилкоксом и Польдерваартом [277].

### *Степень метаморфизма*

Польдерваарт [179] отмечал, что многие исследователи признают сравнительную инертность базальтовых пород по отношению к окружающим метаморфическим условиям. Он считает, что отсутствие реакционных соотношений является главным образом следствием того, что в породы не поступала вода. Уилкоккс и Польдерваарт [277] развили эту мысль и пришли к выводу, что три типа метаморфизма базальтов, по Саттону и Уотсону [220], зависят скорее от содержания воды, чем от изменения общего давления и температуры. Имеющиеся данные подтверждают в основном эти предположения. Если отмеченные на фиг. 27—30 базальты различных типов можно также описать как диабазовые гранулиты, тогда общее давление и температура могут до некоторой степени контролировать направление метаморфизма базальтов. Уменьшение содержания воды или парциального давления воды должно расширять, как это отмечено выше, поле «гранулитов».

Нижний предел амфиболитизации не изучался; однако такое исследование может представлять большой интерес. Реакции,

характерные для ранних стадий, имеющих, по Уайзмону [284], «нормальную» последовательность, будут, по-видимому, происходить при более низких температурах, чем использовавшиеся в этом исследовании.

### *Изменение объема*

Преобразование базальтов в амфиболиты происходит с поглощением воды и может сопровождаться заметным изменением объема. Плотность лавы 1921 г. из Килауза (57364) и эквивалентного ей амфиболита, образовавшегося при давлении 10 000 бар, оказалась равной  $3,00 \pm 0,01$  и  $2,95 \pm 0,01$  соответственно. В открытой системе объем твердой фазы увеличивается только на 2%. Следует напомнить, однако, что лава 1921 г. частично содержит в своем составе стекло, и если бы она была полностью закристаллизована, изменение объема было бы гораздо большим. С другой стороны, если порода состоит полностью из стекла, объем твердой фазы может уменьшиться на 8%. Ввиду низкого содержания стекла и высокой пористости базальтовых потоков маловероятно, чтобы их амфиболитизация могла привести к нарушениям коры в масштабе, приближающемся к масштабу нарушений, происходящих при процессе плавления исходных пород (см. [293]).

# Эклогиты

## ВВЕДЕНИЕ

### *Потенциальный источник горных пород*

Одним из важнейших потенциальных источников базальтовой магмы является эклогит. Фермор [78] на основании химической эквивалентности и соотношения удельных весов предположил, что эклогиты являются глубинной (устойчивой при больших давлениях) модификацией габбро. Он развил концепцию Харкера [96a] о локальных магматических резервуарах, распространенных повсеместно в подкоровых областях, обычно твердых, но становящихся жидкими при падении давления. Он предполагал наличие непрерывного сплошного эклогитового слоя, некоторые части которого становятся магматическими резервуарами в условиях падения давления вышележащих частей земной коры, главным образом в результате тектонических движений. Эта концепция получила существенную поддержку Гольдшмидта [83], Холмса [108], Бирча [21, стр. 281], Ловеринга [144] и Г. К. Кеннеди [123].

Вагнер [255] возражал против названной концепции, основываясь на том, что эклогит и габбро не идентичны по составу: отношение  $MgO/CaO$  в эклогитах больше единицы, тогда как в базальтах и долеритах — меньше единицы. Куно [131] отверг предположение о том, что базальтовая магма генерируется в эклогитовом слое, поскольку оно не объясняло наличия обычных для базальтов перидотитовых включений. Он полагает, что редкие эклогитовые желваки в вулканических породах вынесены из локальных эклогитовых гнезд, находящихся в перидотитах. Боуэн [128] не вполне согласен с тем, что эклогит может быть источником базальтового расплава, так как при этом необходимо еще допустить плавление эклогита; в то же время полное или частичное плавление эклогита не приводит к появлению гранитных дифференциатов, которые связаны с полевошпатовыми и гиперстен-авгитовыми сериями, отсутствующими в данном случае.

Кларк [56], исходя из теоретических предпосылок, обратил внимание на то, что если базальты генерируются при частичном плавлении верхней мантии, то первая появившаяся жидкость будет не эклогитовая по составу, как предполагалось; напро-

тив, в условиях равновесия с габбро, идентичного по валовому составу, она будет значительно отличаться от эклогитовой. Давление должно различно влиять на плавление минералов породы, и если новые фазы становятся устойчивыми, то фазовые соотношения системы<sup>1</sup> будут существенно изменены. Поэтому Кларк полагал, что состав базальтов должен быть функцией глубины их образования.

### *Роль эклогитов в генезисе производных магм*

Независимо от того, могут ли эклогиты служить источником базальтовой магмы, следует рассмотреть их роль в генезисе производных магм.

Холмс и Харвуд [112] полагали, что богатые калием щелочные породы образовались главным образом в результате удаления эклогита и оливина из первичной перидотитовой магмы в условиях высокого давления<sup>2</sup>. Они считали, что эта гипотеза позволяет избежать трудности, с которыми столкнулась гипотеза Эванса [74] о происхождении щелочных пород. Согласно последней, раннее удаление образующихся при высоких давлениях минералов, таких, как гранат, кианит и цоизит, приводит к обогащению остаточной магмы щелочами. Шенд [211] заметил, что удаление подобных фаз ведет к обогащению магмы кремнеземом. Удаление эклогитового пироксена (и гиперстена) может предопределить состояние насыщения кремнеземом, но не может привести к недосыщенности, как это детально рассмотрено в одном из предыдущих разделов («Соотношение пироксенов», стр. 93). По этой причине недосыщенные лейцитсодержащие породы не могут рассматриваться в качестве продуктов, образующихся при удалении эклогита из перидотитовой магмы.

### *Оценка пределов устойчивости*

Ловеринг [144], исходя из того, что раздел Мохоровичича представляет собой границу перехода базальта в эклогит, предложил кривую устойчивости для эклогита. При этом он использовал данные о давлении и температурах на средних глубинах раздела под океанами и континентами. Эта линия, показанная на фиг. 43, близка к кривой реакции  $Ab + Ne \rightarrow 2Jd$ , изученной экспериментально Робертсоном, Бирчем и Макдональдом [191], и соответствует областям устойчивости обогащенного пиропом граната [39, 59]. Линия, конечно, только намечает области, выше

<sup>1</sup> Следует заметить, что в гипотетической тройной системе Кларка, изображенной на фиг. 1, с [56], температурный максимум на границах между полями  $C-D$  и  $D-B$  должен лежать в сечениях  $CD$  и  $DB$  соответственно.

<sup>2</sup> Холмс и Харвуд ([113], стр. 55) позже отвергли гипотезу кристаллизации эклогита из первичной перидотитовой магмы, так как было установлено, что обломки эклогитов древнее включающих их кимберлитов Африки.

которых может иметь место комплекс превращений. Харрис и Роуэлл [97], так же как и некоторые другие, возражали против этой кривой, так как эклогит не состоит из чистого жадеита и простого альмандин-пиропового граната, и не следует ожидать, что превращение в таком случае приведет к возникновению резкого раздела, констатируемого сейсмически. Рамберг [187], исходя из теоретических предпосылок, указывал, что диопсид, составляющий главную часть эклогитового пироксена, увеличивает поле стабильности жадеитовых твердых растворов. Йодер и Чиннер [297] привели некоторые экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что гранат, обычный для эклогитов, может быть устойчивым при давлении 1 атм в широком интервале температур. Таким образом, линия эклогит-базальтового превращения, приведенная Ловерингом, была поставлена под сомнение из-за ее близости к реакции, представляющей лишь явно чистые конечные члены эклогитовых минералов. Это возражение лишено убедительности. Реагенты и продукты *любой* устойчивой парной реакции должны лежать внутри их собственных соответствующих полей устойчивости. Относительная свободная энергия суммы реагентов и суммы продуктов определяет направление реакции; изменение свободной энергии при прекращении реакции не влияет на устойчивость отдельных компонентов. «Эклогитовый» пироксен и «эклогитовый» гранат<sup>1</sup> могут быть устойчивы при условиях, близких к земной поверхности, в то время как их сосуществование возможно только при повышенных температурах и давлениях. Хотя против кривой Ловеринга существуют и другие возражения, она не может быть отвергнута на основании таких аргументов.

### *Предшествующие экспериментальные исследования*

Джолли и Пул [118] расплавили эклогит (уд. вес 3,415) в электрической печи в стекло (уд. вес 2,746), которое, как они считали, является по существу «нормальным базальтом». При этом особенно примечательным явилось возрастание объема на 24%.)

Дж. К. Кеннеди [122] сообщил о получении эклогита из базальтового стекла. Богатые полевым шпатом ассоциации наблюдались при температуре 800—1000° С и давлении 10—15 кбар. При бóльших давлениях полевой шпат отсутствовал, и, как предполагалось, кристаллизовалась «эклогитовая» ассоциация. На основании данных, полученных впоследствии, Кеннеди [123] сообщил о серии экспериментов при 500°: ниже 10 кбар было

<sup>1</sup> Моноклинный пироксен и гранат из эклогитов не обязательно обладают особым составом. Моноклинный пироксен не всегда богат натрием, как это часто указывается (см. [291]), а гранат может встречаться в других типах пород (см. фиг. 38).

получено габбро, а выше 10 кбар количество полевого шпата уменьшалось до тех пор, пока не начинал кристаллизоваться «жадеитовый» пироксен. Так как гранат (существенная фаза эклогита) не наблюдался, то синтез эклогита не был выполнен.

Бойд и Ингленд [39] также сообщили об образовании эклогита из насыщенной кремнеземом пемзы извержения Килауэа 22 июня 1952 г. [151]. При температуре 1200° и давлении, изменявшемся от 33 до 40 кбар, материал кристаллизовался в виде смеси граната, моноклинного пироксена и незначительного количества кальциевого плагиоклаза и кварца или цоизита в зависимости от давления. Небольшое количество плагиоклаза, отсутствующего в эклогитах, не упоминалось в предварительном сообщении.

Эти результаты эксперимента весьма близки к получению эклогита, как он определен, насколько известно авторам, еще Гаюи [98].

## ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ЭКЛОГИТОВ

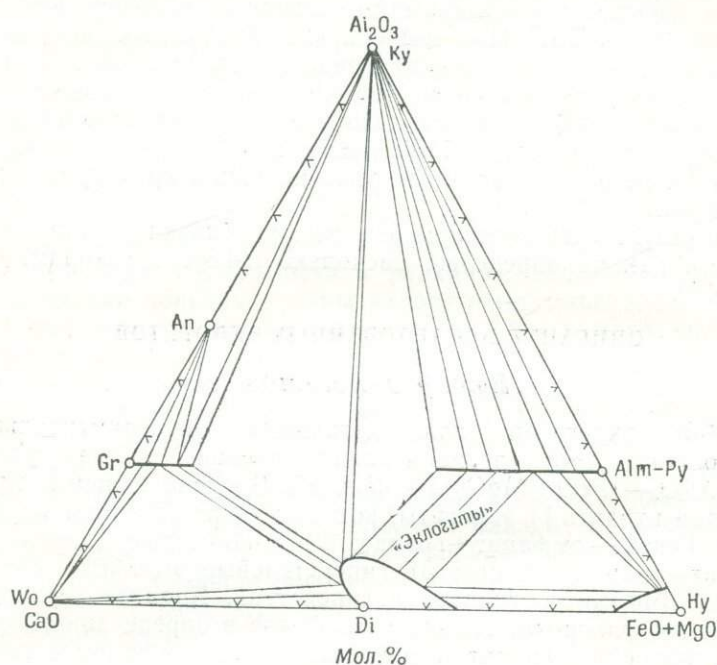
### Выбор эклогитов

Выбор эклогитов для детальных экспериментальных исследований был первоначально сделан по диаграмме  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO}+\text{MgO})$  на фиг. 35. В число главных типов эклогитов входят: 1) эклогиты, которые точно отвечают определению Гаюи, — омфацит+гранат; 2) кианитовые эклогиты — омфацит+гранат+кианит; 3) гиперстенные эклогиты, состоящие из омфацита, граната и гиперстена. Кианитсодержащая ассоциация фиксирует границы эклогитов в определенном отношении, тогда как гранат и сосуществующие омфацит и гиперстен фиксируют их в ином отношении<sup>1</sup>. Некоторые представления о границах составов граната и омфацита могут быть получены при изучении этих ассоциаций, даже в том случае, если известно, что выбранные образцы не обязательно образовались при одинаковом давлении и температуре. Была сделана попытка выбрать такие эклогиты, которые близко соответствовали бы изученным базальтам. Эти попытки потерпели неудачу из-за того, что большинство эклогитов оказалось измененным. Среди неизмененных эклогитов были выбраны те, которые имели простой минеральный состав и текстуру, позволяющую легко выделить минералы. Все четыре образца (два простых эклогита, один кианитовый эклогит и один гиперстенный эклогит) и их главные минералы были проанализированы Дж. Х. Скуном.

<sup>1</sup> Кианитовые эклогиты фиксируют постоянное содержание Са-компонента в гранате лишь в парагенезисе с кварцем. Более высокое, предельное для данного давления, содержание Са-компонента (в описанном случае до 41%) характерно для корундового эклогита (Н. В. Соболев и И. К. Кузнецова, ДАН СССР, 1965). — Прим. ред.

## Описание образцов

*Эклогит* (коллекция Кембриджского университета, № 35090). Это тот же образец, который был проанализирован и детально описан Олдерманом ([5]; полевой образец № A536). Образец



Фиг. 35. Схематическая изотермическая и изобарическая диаграмма, показывающая соотношение эклогита ( $\text{Срх} + \text{Gr}$ ), кианитового эклогита ( $\text{Ку} + \text{Срх} + \text{Gr}$ ) и гиперстенового эклогита ( $\text{Орх} + \text{Срх} + \text{Gr}$ ) ( $20 \text{ кбар} < P < 30 \text{ кбар}$ ).

взят близ Гленелга. Описание его в сокращенном виде приводится ниже.

Порода тонкозерниста (в среднем около 0,5 мм) и состоит из бледно-зеленого омфацита, мутного из-за прорастающей роговой обманки, и бледного граната, оба минерала составляют около 9/10 породы, при преобладании омфацита. Кварц образует по крайней мере половину оставшейся части и остальное — окислы железа, рутил, небольшое количество вторичной роговой обманки и биотита со случайными зернами плагноклаза и скаполита.

Более ранние анализы Олдермана и новые анализы породы и пироксена, выполненные Дж. Х. Скуном, сравниваются в табл. 36, где приводится также новый анализ сосуществующего граната. Анализы породы, пироксенов и граната нанесены на диаграмму Af—C—Fm (фиг. 36). Пересчеты химических ана-



Анализы эглогита Гленелг (№ 35090) (Шотландия)  
и его главных минералов

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,21	50,05	53,48	52,63	38,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,78	13,37	9,52	8,29	21,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,49	3,71	3,00	4,47	1,86
FeO . . . . .	11,32	10,39	5,84	4,17	22,81
MnO . . . . .	0,18	0,25	—	0,05	0,62
MgO . . . . .	6,69	6,49	6,34	9,12	5,43
CaO . . . . .	11,09	11,00	14,87	16,48	9,11
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,12	2,38	3,97	4,19	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,44	0,36	0,63	0,02	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,24	0,39	0,73	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,13	0,06	Нет	0,01	Нет
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,69	1,55	1,04	0,43	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	0,12	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,05	0,14	—	—	—
S . . . . .	0,13	0,08	—	—	—
Сумма . . . . .	99,56 <sup>1</sup>	100,34	99,42	99,86	100,03
0 = S . . . . .	0,05	0,03			
	99,51	100,31			

<sup>1</sup> Плюс следы ZrO<sub>2</sub> и Cl; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и BaO нет.

1. Эглогит Гленелг, Шотландия. Аналитик Олдерман [5]. № А536 (коллекция Кембриджского университета, № 35090).

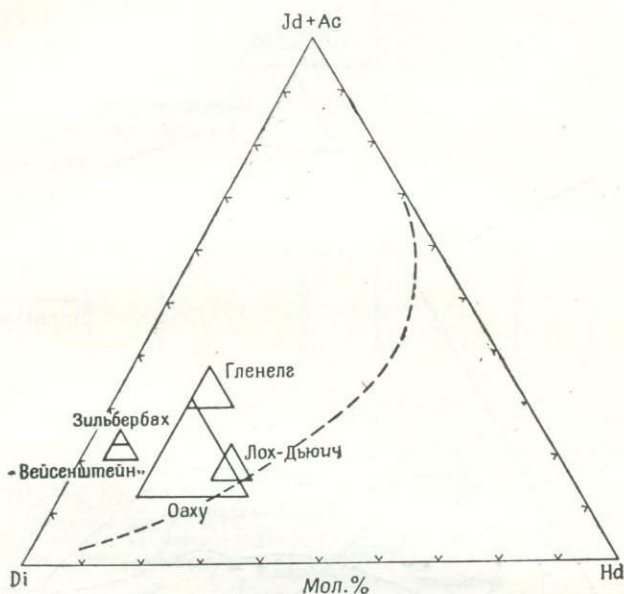
2. Эглогит Гленелг, Шотландия. Аналитик Дж. Х. Скун (коллекция Кембриджского университета, № 35090).

3. Анализ пироксена из породы № 1. Аналитик Олдерман [5].

4. Анализ пироксена из породы № 2. Аналитик Дж. Х. Скун.

5. Анализ граната из породы № 2. Аналитик Дж. Х. Скун.

40 : 60 (вес. %) или 34 : 64 (объем. %). Отношение граната к пироксену по данным подсчетов реального состава составляет 36 : 64 (объем. %). Некоторое противоречие, проявляющееся в относительно низком содержании в породе CaO и высоком  $Al_2O_3$  по сравнению с данными, полученными по вариационным диаграммам, может быть связано с присутствием зерен амфибола,



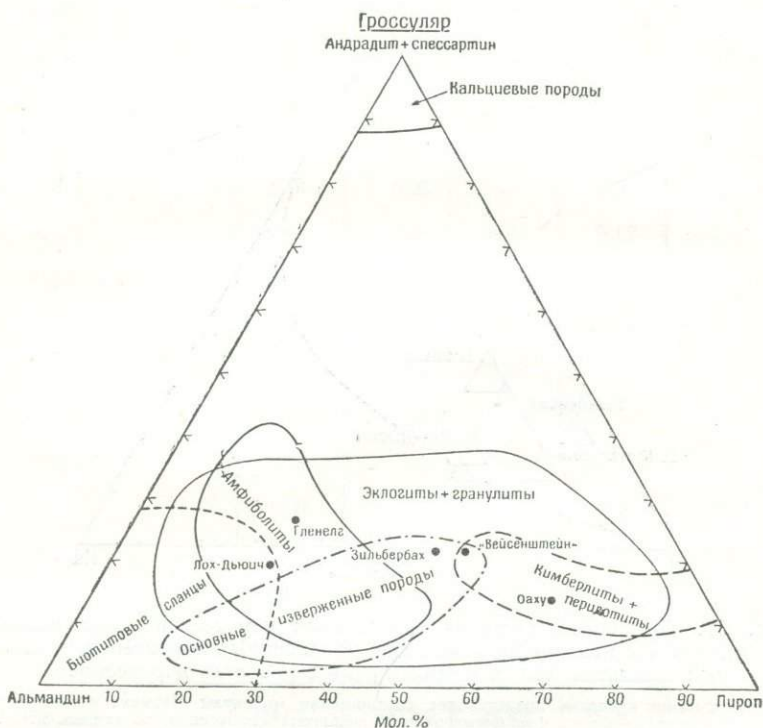
Фиг. 37. Диаграмма составов эклогитовых пироксенов, пересчитанных в соответствии с новыми методами для моноклинных пироксенов из щелочных базальтов, изложенными в разделе «Состав пироксенов».

«Треугольник невязки» представляет соотношение молекулы Чермака и титанавгита. Пунктирная кривая — линия фракционирования щелочных пироксенов, по данным Яги [289]. Ср. с фиг. 5.

развитых по границам омфацитовых зерен и между этим минералом и гранатом.

Нормативный состав породы свидетельствует о том, что эклогит близок по составу к некоторым толеитам. Анализы и нормативные составы толеитов доисторических потоков Килауэа (№ 57358, табл. 2, № 7), лавы 1911 г. из кратера Халемаумау [63] и пемзы 1952 г. из Килауэа [151] весьма близки к анализу и нормативному составу эклогита Гленелг. Обращает внимание небольшое количество нормативного Qz и близость нормативного состава к плоскости насыщения кремнеземом (см. фиг. 1 и 2).

*Эклогит* (коллекция Кембриджского университета, № 35083). Взят И. А. Олдерманом в 1/4 миле к юго-востоку от пристани Тотейг, Лох-Дьюич, графство Росс-энд-Кромарти, Шотландия. Порода состоит в основном из зеленого омфацита (средний размер зерен 0,3 мм) и граната (1,5 мм). Среди аксессуарных отмечены голубовато-зеленый амфибол, развивающийся по омфациту, особенно по периферии зерен, рутил, сфен (узкая оторочка



Ф и г. 38. Диаграмма эклогитовых гранатов, показывающая границы составов граната различных типов пород (главным образом по Райту [286]).

вокруг зерен рутила), кварц, магнетит, пирротин, биотит, эпидот и апатит.

Количественный подсчет по 806 точкам был любезно выполнен д-ром Чейсом и дал следующие результаты (объем. %): гранат 45,9, пироксен 36,8, измененный пироксен 7,8, остаток 9,4. Оставшаяся часть состоит из рутила, сфена, железных руд и небольшого количества биотита, кварца, эпидота и апатита.

Химический анализ породы, пироксена и граната, выполненный Дж. Х. Скуном, представлен в табл. 38, а пересчеты

Пересчет анализов табл. 36

	1	2	3		4		5				
Qz	1,14	1,80	Si	1,966	} 2,000	Si	1,916	} 2,000	Si	2,970	} 3,000
Or	2,22	2,22	Al	0,034		Al	0,084		Al	0,030	
Ab	17,82	20,44	Al	0,378	} 0,914	Al	0,270	} 0,977	Al	1,944	} 2,000
An	26,97	24,46	Fe <sup>3+</sup>	0,083		Fe <sup>3+</sup>	0,122		Fe <sup>3+</sup>	0,056	
Di	23,23	23,31	Fe <sup>2+</sup>	0,179	} 1,000	Fe <sup>2+</sup>	0,126	} 1,000	Fe <sup>3+</sup>	0,046	} 2,975
Hу	21,82	18,71	Ti	0,029		Mn	0,002		Ti	0,019	
Il	3,19	2,89	Mg	0,245	} 1,000	Ti	0,018	} 1,000	Mn	0,042	} 2,975
Mt	2,09	5,34	Mg	0,102		Mg	0,439		Mg	0,633	
Ap	—	0,34	Ca	0,585	} 1,000	Mg	0,059	} 1,000	Ca	0,759	} 2,975
Ct	0,10	0,32	Na	0,283		Ca	0,644		Fe <sup>2+</sup>	1,476	
Оста-ток	0,50	0,53	K	0,030		Na	0,297				
Сум-ма	99,08	100,36									

1. Нормативный состав эклогита Гленелг (№ А536), Шотландия. Аналитик Олдерман [5].

2. Нормативный состав эклогита Гленелг (№ 35090), Шотландия. Образец, аналогичный № 1.

3. Пересчет состава пироксена из эклогита Гленелг (№ А536) на 12 анионных эквивалентов:  $Di_{41}Hd_{18}Tsch_{10}Jd_{81}$  с заметным дефицитом катионов группы Mg. Аналитик Олдерман [5].

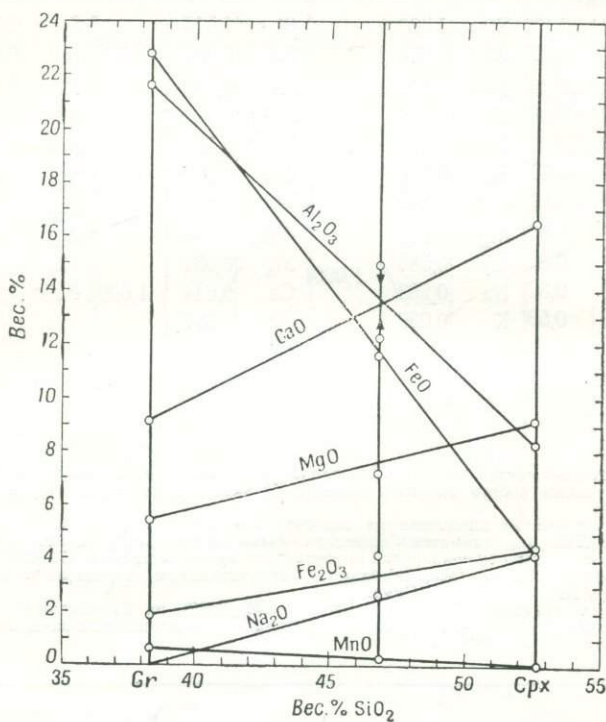
4. Пересчет состава моноклининого пироксена из эклогита Гленелг (№ 35090) на 12 анионных эквивалентов:  $Di_{49}Hd_{13}Tsch_{10}Jd + Ac_{30}$  с незначительным замещением  $2Fe^{3+} \rightarrow 3Fe^{2+}$  и  $Ti^{4+} \rightarrow 2Mg^{2+}$ . Аналитик Дж. Х. Скун.

5. Пересчет граната из эклогита Гленелг (№ 35090) на 24 анионных эквивалента:  $Alm_{51,2}Py_{21,9}Spess_{1,4}Gross_{22,7}And_{2,8}$  с учетом незначительного влияния окисления. Аналитик Дж. Х. Скун.

анализов — в табл. 39. Результаты анализов графически показаны на фиг. 36, 37 и 38.

Была сделана грубая оценка соотношения граната и пироксена, так же как и для эклогита Гленелг (35090). В химический анализ породы внесена поправка на  $TiO_2$  (рутил),  $K_2O$  и  $H_2O$  (слюда и амфибол), S (пирротин) и  $P_2O_5$  (апатит); анализ пересчитан на 100%. Соотношение граната и пироксена, полученное по вариационной диаграмме, по оси абсцисс которой отложено содержание  $SiO_2$ , составляет 53 : 47 (вес. %). Соотношение граната и пироксена по данным количественного подсчета с использованием тех же данных о плотности минералов, что и ранее, составляет 46 : 54 (вес. %) и существенно отличается от соотношения, полученного по вариационной диаграмме. Если учитывать, что измененный пироксен в количественном составе фигурирует как амфибол, то окончательное соотношение будет 51 : 49.

Нормативный состав породы особенно интересен из-за большого отношения Ну к ОI. Точка, соответствующая нормативному составу эклогитов на фиг. 1 и 2, находится вблизи точек многих богатых железом оливиновых толентов. Некоторые феррогаббро Скергордской интрузии [254; 162] и часть богатых



Фиг. 39. Вариационная диаграмма с SiO<sub>2</sub> по оси абсцисс, построенная по анализам граната и моноклинного пироксена эклогита Гленелг (№ 35090), Шотландия.

Соответствующий им анализ породы использован для определения соотношения граната и моноклинного пироксена (см. текст).

железом диабазов Бивер-Бей [162] близки по составу к эклогиту Лох-Дьюич.

*Кианитовый эклогит* (коллекция Кембриджского университета, № 958). Из заброшенного карьера Зильбербах, массив Мюнхберг, ФРГ. Эклогит сложен в основном ассоциацией омфацита, кианита и граната, аксессуарными кварцем, рутилом, магнетитом и пирротинном. Размер зерен пироксена и кианита в среднем 0,7—1,0 мм, но гранат обычно больших размеров — до 3 мм. Преобладающий минерал — омфацит. Количественный со-

Таблица 38

## Анализы эглогита Лох-Дьюич (№ 35083), Шотландия, и его главных минералов

	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	42,60	37,96	52,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,41	21,58	3,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,50	1,96	3,69
FeO	16,94	25,78	7,43
MnO	0,36	0,67	0,07
MgO	7,23	5,53	10,89
CaO	11,18	6,79	19,20
Na <sub>2</sub> O	1,09	—	2,26
K <sub>2</sub> O	0,15	—	0,01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,48	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	0,03	0,01
TiO <sub>2</sub>	3,84	0,18	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	—	—
S	0,47	—	—
Сумма	100,43	100,48	100,01
0 = S	0,18		
	100,25		

1. Эглогит (№ 35083), в 1/4 миле к юго-востоку от пристани Тотейг, Лох-Дьюич, графство Росс-энд-Кромарти, Шотландия.

2. Гранат из породы № 1.

3. Моноклинный пироксен из породы № 1. Все химические анализы Дж. Х. Скуна.

Таблица 39

## Пересчет анализов табл. 38

	1		2		3		
Or	0,84	Si	2,958	} 3,000	Si	1,955	} 2,000
Ab	9,43	Al	0,042		Al	0,045	
An	28,50	Al	1,939	} 2,000	Al	0,111	} 0,990
Di	21,88	Ti	0,009		Fe <sup>3+</sup>	0,103	
Hy	15,83	Fe <sup>3+</sup>	0,052	} 2,990	Fe <sup>2+</sup>	0,230	} 1,000
Ol	10,62	Fe <sup>3+</sup>	0,060		Mn	0,002	
Il	7,37	Fe <sup>2+</sup>	1,678	} 2,990	Ti	0,009	} 0,990
Mt	4,18	Mn	0,042		Mg	0,535	
Ap	0,34	Mg	0,645	} 2,990	Mg	0,073	} 1,000
Py	0,88	Ca	0,565		Ca	0,766	
Остаток	0,48				Na	0,161	
Сумма	100,35						

1. Нормативный состав эглогита № 35083, Лох-Дьюич, Шотландия.

2. Пересчет граната из эглогита Лох-Дьюич на 24 анионных эквивалента: Al<sub>m</sub><sup>5,7;9</sup> Py<sub>21,5</sub> Sp<sub>1,4</sub> Gross<sub>16,2</sub> And<sub>2,6</sub> с учетом незначительного влияния окисления. Аналитик Дж. Х. Скун.

3. Пересчет моноклинного пироксена из эглогита Лох-Дьюич на 12 анионных эквивалентов: Di<sub>13</sub> Hd<sub>2</sub> Tsch<sub>7</sub> Jd + Ac<sub>1</sub> с незначительным замещением 2Fe<sup>3+</sup> → 3Fe<sup>2+</sup> и Ti<sup>4+</sup> → 2Mg<sup>2+</sup>. Аналитик Дж. Х. Скун.

**Анализы кианитового эклогита Зильбербах (ФРГ)  
и его главных минералов**

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,24	50,75	40,87 *	39,64	55,20	54,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,98	20,02	22,88	24,19	7,21	8,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,44	0,42	1,50	1,15	0,18	0,48
FeO . . . . .	3,12	3,37	14,79	13,63	1,34	1,23
MnO . . . . .	0,10	0,05	0,57	0,33	0,01	0,02
MgO . . . . .	9,84	9,34	11,68	12,90	13,24	12,72
CaO . . . . .	12,95	13,07	7,81	7,98	19,52	19,40
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,93	1,14	—	—	3,30	2,88
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,09	0,15	—	—	0,02	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,31	0,70	—	He обн.	—	He обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	He обн.	0,50	He обн.	0,08	He обн.	He обн.
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,26	0,12	0,17	0,26	0,12	0,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,02	Сл.	—	—	—	—
S . . . . .	0,35	—	—	—	—	—
Сумма . . . . .	100,63	100,13	100,27	100,16	100,14	100,08
O=S . . . . .	0,15					
	100,48					

1. Кианитовый эклогит Зильбербах (коллекция Кембриджского университета, № 958), массив Мюнхберг, ФРГ. Аналитик Дж. Х. Скун.

2. Кианитовый эклогит, названный Крантцем „Вейсенштейн“, но, как предполагается, полученный из Зильбербаха, ФРГ [224].

3. Гранат из породы № 1. Содержит небольшие включения кварца (\*).

4. Гранат из породы № 2.

5. Моноклинный пироксен из породы № 1.

6. Моноклинный пироксен из породы № 2.

став по данным анализа следующий (вес. %): омфациит 58,5, кианит 18,0, гранат 18,0, кварц 4,0, пирротин 0,9, остаток 0,6.

Химический анализ породы, граната и моноклинного пироксена, выполненный Дж. Х. Скуном, приведен в табл. 40. Он сравнивается с анализом породы, этикированной Крантцем «Вейсенштейн», но, как полагает Тилли, взятой из Зильбербаха [244], так как характеристика этой породы соответствует описанию других образцов из названного месторождения. Нормативный состав породы и пересчеты химических анализов минералов на их соответствующие формулы даны в табл. 41. Результаты анализов графически показаны на фиг. 36, 37 и 38.

Кианитовый эклогит представляет особый интерес не только из-за его предельного характера (как это показано на фиг. 35), но также вследствие высокого содержания алюминия. Анализ породы близок к анализам некоторых эвкритов гиперстеновых габбро, норитов и кварцевых диабазов того типа, который относится по химизму к аккумулятивной порфировой магме центрального типа острова Малл и группе высокоалюминиевого базальта, типичным примером которого является базальт Уорнер (табл. 2, № 16).

*Гиперстеновый эклогит* (коллекция Кембриджского университета, № 66118). Изверженный желвак, найденный в туфе кратера Солт-Лейк, Оаху. Образец взят Х. С. Йодером (H19a). Порода представлена тесно сросшимися кристаллами моноклинного пироксена и гиперстена, образовавшимися, по-видимому, при распаде твердого раствора. Главной составной частью этих сростаний является моноклинный пироксен; гиперстен ксеноморфен и образует каплеобразные зерна внутри него.

Кроме того, установлено, что гиперстен обрастает моноклинный пироксен и содержит пластинки последнего; эти соотношения также являются структурой распада твердого раствора. Гранат, обрастающий пироксен, ксеноморфен; в минеральной ассоциации гиперстенового эклогита он является подчиненной фазой. Аксессуары представлены биотитом, зеленой и коричневатозеленой шпинелью в крупных зернах внутри граната, а также в сростаниях с гиперстеном. Кальцит наблюдается во вторичных прожилках.

Химические анализы породы, граната, моноклинного пироксена и ромбического пироксена Дж. Х. Скуна приведены в табл. 42. Нормативный состав пород и пересчеты анализов минералов на их соответствующие формулы даны в табл. 43. Результаты анализа графически показаны на фиг. 36, 37 и 38. Особое значение имеет наличие гиперстена вместе с не-нормативным пироксеном (см. табл. 54).

Гиперстеновый эклогит ограничивает обычные эклогиты в определенном отношении, как это показано на фиг. 35, и имеет

Пересчет анализов табл. 40

	1	2	3		4		5		6		
Qz	—	1,74	Si	2,969	} 3,000	Si	2,916	} 2,000	Si	1,941	} 2,000
Or	0,56	1,11	Al	0,031		Al	0,084		Al	0,034	
Ab	16,24	9,96	Al	1,987	} 2,000	Al	2,000	} 0,992	Al	0,269	} 0,963
An	45,59	48,65	Ti	0,009		Al	0,012		Fe <sup>3+</sup>	0,005	
Di	14,63	12,91	Fe <sup>3+</sup>	0,004	} 2,969	Ti	0,014	} 1,000	Fe <sup>2+</sup>	0,038	} 1,000
Hu	16,95	23,72	Fe <sup>3+</sup>	0,080		Fe <sup>3+</sup>	0,064		Ti	0,002	
OI	2,61	—	Fe <sup>2+</sup>	0,925	} 2,969	Fe <sup>2+</sup>	0,838	} 2,991	Mg	0,678	} 0,963
Il	0,46	0,15	Mn	0,036		Mn	0,021		Mg	0,029	
Mt	2,09	0,70	Mg	1,302	} 2,969	Mg	1,413	} 1,000	Ca	0,744	} 1,000
Pu	0,91	—	Ca	0,626		Ca	0,629		Na	0,227	
Остаток	0,49	1,20							Na	0,199	
Сумма	100,53	100,14									

1. Нормативный состав кианитового эклогита (№ 958) из Зильбербаха, ФРГ.

2. Нормативный состав кианитового эклогита, названного „Вейсенштейн“, но, как предполагается, полученного из Зильбербаха [224].

3. Пересчет граната из породы № 1 на основе 24 анионных эквивалентов после вычитания 20% SiO<sub>2</sub>, содержащегося во включениях кварца; Alm<sub>33,9</sub>Pu<sub>43,9</sub>Spess<sub>1,2</sub>Gr<sub>20,6</sub>And<sub>0,4</sub>.

4. Пересчет граната из породы № 2 на основе 24 анионных эквивалентов: Alm<sub>29,5</sub>Pu<sub>48,3</sub>Spess<sub>0,8</sub>Gr<sub>21,4</sub>.

5. Пересчет моноклинического пироксена из породы № 1 на основе 12 анионных эквивалентов: Di<sub>70</sub>Hd<sub>1</sub>Tsch<sub>3</sub>Jd + Ac<sub>23</sub>.

6. Пересчет моноклинического пироксена из породы № 2 на основе 12 анионных эквивалентов: Di<sub>70</sub>Hd<sub>1</sub>Tsch<sub>3</sub>Jd + Ac<sub>20</sub>.

Таблица 42

Анализы гиперстенового эклогита (№ 66118)  
(кратер Солт-Лейк) и его главных минералов

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	48,41	41,19	50,85	52,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,41	23,69	7,41	6,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	1,66	2,19	1,91
FeO	5,61	10,15	4,02	7,63
MnO	0,18	0,41	0,13	0,16
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,28	0,78	0,37
MgO	17,78	17,81	15,13	25,81
CaO	12,17	5,28	17,37	4,90
Na <sub>2</sub> O	1,24	—	1,84	0,55
K <sub>2</sub> O	0,11	—	0,01	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,23	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	—	Не обн.	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	—	0,39	0,25
CO <sub>2</sub>	0,28	—	—	—
Сумма	100,29	100,47	100,12	100,17

1. Эклогит (коллекция Кембриджского университета, № 66118), изверженный желвак, кратер Солт-Лейк, Оаху.

2. Гранат из породы № 1.

3. Моноклинный пироксен из породы № 1.

4. Гиперстен из породы № 1 (содержит небольшое количество примеси моноклинного пироксена). Все анализы Дж. Х. Скуна.

большое значение, так как был обнаружен в океанской области и в туфах, ассоциирующих с щелочными базальтами (см. [274; 281]). Отсутствие эклогитовых желваков в пределах океанской области использовалось в качестве аргумента для утверждения, что эклогит не является вероятным источником базальтовой магмы. Такое утверждение в настоящее время исключается. Куно [132] нашел гиперстеновый эклогит в той же области<sup>1</sup>. Аномальность нахождения гиперстенсодержащих пород в туфах,

<sup>1</sup> В настоящее время найдено большое количество эклогитов на Гавайских островах, но все в одном и том же районе. Гораздо чаще здесь встречаются желваки шпинелевых перидотитов. По-видимому, гранатовые породы были вынесены одним взрывом из более глубокого горизонта мантии, так как обычные вулканические очаги находятся выше зоны эклогитизации. Граница Мохоровичича соответствует здесь, по-видимому, смене состава, как считают авторы данной работы. — Прим. ред.

Пересчет анализов табл. 42

	1		2		3		4			
Or	0,56	Si	2,949	} 3,000	Si	1,843	} 2,000	Si	1,853	} 2,000
Ab	10,48	Al	0,051		Al	0,157		Al	0,147	
An	22,52	Al	1,943	} 2,000	Al	0,161	} 1,007	Al	0,100	} 0,990
Di	28,31	Ti	0,015		Cr	0,011		Cr	0,007	
Hу	15,91	Fe <sup>3+</sup>	0,042	} 3,000	Fe <sup>3+</sup>	0,061	} 1,000	Fe <sup>3+</sup>	0,051	} 1,000
Ol	15,71	Fe <sup>3+</sup>	0,044		Ti	0,022		Ti	0,010	
Il	1,22	Fe <sup>2+</sup>	0,606	} 3,000	Mn	0,004	} 1,000	Fe <sup>2+</sup>	0,111	} 1,000
Mt	3,71	Mn	0,026		Fe <sup>2+</sup>	0,122		Mn	0,004	
Chr	0,67	Mg	1,916	} 3,000	Mg	0,626	} 1,000	Mg	0,707	} 1,000
Ct	0,64	Ca	0,408		Mg	0,196		Mg	0,600	
Остаток	0,47				Ca	0,674		Fe <sup>2+</sup>	0,115	
					Na	0,130		Ca	0,187	
Сумма	100,20							Na	0,038	

1. Нормативный состав гиперстенового эклогита (№ 66118), кратер Солт-Лейк, Оаху.

2. Пересчет граната из породы № 1 на основе 24 анионных эквивалентов:

$Alm_{21,6}Pu_{63,9}Sp_{0,9}Cr_{11,5}And_{2,1}$

3. Пересчет моноклинного пироксена из породы № 1 на основе 12 анионных эквивалентов:  $Di_{55}Hd_{13}Tsch_{19}Jd + Ac_{13}$ .

4. Пересчет гиперстена из породы № 1 на основе 12 анионных эквивалентов:  $Di_{19}Tsch_{15}En_{51}Fs_{11}Jd + Ac_4$  без поправки на примесь моноклинного пироксена.

связанных со щелочными базальтами, подробно рассмотрена ниже.

Сходный химический состав имеют такие породы, как оливиновые пироксениты, богатые оливином габбро и кортландиты. Можно указать на конкретные примеры оливиновых габбро<sup>1</sup> из Оранж-Гров, графство Балтимор, штат Мэриленд [279], и кортландита из Проспект-Хилл, Литчфилд, штат Коннектикут [106].

### Различные диаграммы химических анализов

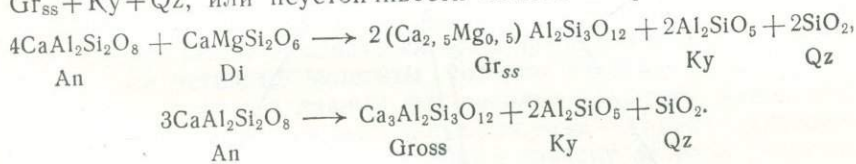
Диаграмма Af—C—Fm<sup>2</sup>. Диаграмма Af—C—Fm, на которую нанесены составы породы и главных фаз описанных выше эклогитов, показана на фиг. 36. Ориентировка линии гранат—моноклинный пироксен согласуется с ориентировкой той же ли-

<sup>1</sup> Порода была названа «полевошпатовым пироксенитом» Херцем [101]. Ее реальный состав не соответствует нормативному в отношении оливина и пироксена (там же, табл. 18 и 19).

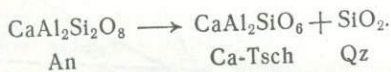
<sup>2</sup> Af =  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$ ; C = CaO; Fm =  $FeO + MgO + MnO$  (мол. %).

нии, построенной Тилли [224] и О'Хара [172] по другим анализирувавшимся образцам.

Особое значение имеет перекрытие поля простых эклогитов<sup>1</sup> треугольником кианитового эклогита, который, как предполагалось, представляет собой предельную ассоциацию (фиг. 35). Одно из возможных объяснений может заключаться в том, что все эти эклогиты образовались при разных давлениях и температурах. Насколько известно авторам, силлиманитовых эклогитов нет [233], и из этого следует, что ассоциации, показанные на фиг. 35, должны были образоваться при давлениях, превышающих давление силлиманит-кианитового перехода [57]. Бобриевич, Смирнов и Соболев [1] описали ассоциацию Gr + Ky + Crx (см. фиг. 35), показывающую, что пара An—Crx, характерная для гранулитов (см. фиг. 49, а), в описанных условиях неустойчива. Это может быть результатом реакции An и Di<sub>ss</sub>, дающих Gr<sub>ss</sub> + Ky + Qz, или неустойчивости самого анортита:



Эта реакция может сопровождаться увеличением содержания алюминия в моноклинном пироксене в результате распада анортита:

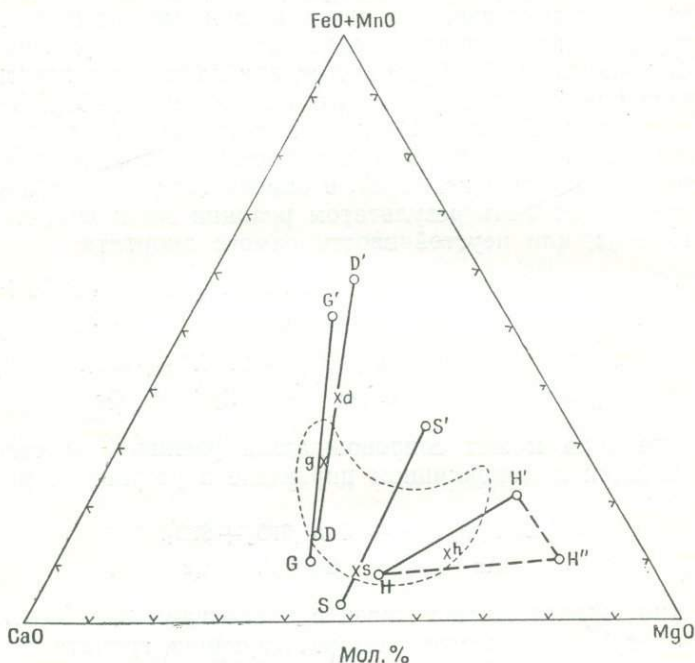


Можно ожидать, что в связи с аналогичными изменениями давления границы составов сосуществующих граната и моноклинного пироксена будут изменяться. *PT*-кривые большинства реакций, происходящих при высоких давлениях, меняются при любом, даже весьма незначительном изменении температуры (см. подборку соответствующих кривых, данную Бойдом и Инглендом [39]). Перекрытие полей составов на диаграммах, как можно предположить, свидетельствует о том, что названные эклогиты образовались не при одних и тех же давлениях и температурах. Конечно, любыми диаграммами, построенными по нескольким компонентам, можно пользоваться лишь в ограниченных пределах. Изменения как Fe, так и Mg не учитываются на диаграмме Af—C—Fm. Однако Тилли [224] обратил внимание на влияние Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на положение соединительных линий на этой диаграмме. Таким образом, если окись железа принимается во внимание, содержание алюминия в кианитовых эклогитах превышает то количество, которое может быть связано в ассо-

<sup>1</sup> См. прим. ред. на стр. 171.

циации граната и моноклинного пироксена. Перекрывание полей поэтому может быть следствием типа используемой диаграммы.

*Диаграмма С—F—M* Диаграмма С—F—M разрешает вышеупомянутую проблему, но не учитывает другие важные компоненты (фиг. 40). Баддингтон [49] и позже Сабраманиам [219]



Фиг. 40. Диаграмма С—F—M проанализированных пироксенов, гранатов и пород отобранных эклогитов.

Обозначения те же, что и на фиг. 36. Очерченная в виде полумесяца площадь — валовой состав эклогитов по Сабраманиаму [219].

использовали эту диаграмму для изображения состава некоторых «эклогитов» и «преобразованных габбро». Они нанесли линии, связывающие составы пород с составами граната и пироксена (или других фаз). Поскольку всегда указывается, какие минералы установлены в данной породе, соединительные линии обычно относятся к сосуществующим минеральным (или стекловатым) фазам. Некоторые из нанесенных на диаграмму пород (№№ 15, 20, 25, 28, 32 и 77) содержат в больших количествах дополнительные фазы, такие, как плагиоклаз и амфибол, поэтому линии, соединяющие эти породы и минералы, не характерны и не могут непосредственно сравниваться с линиями

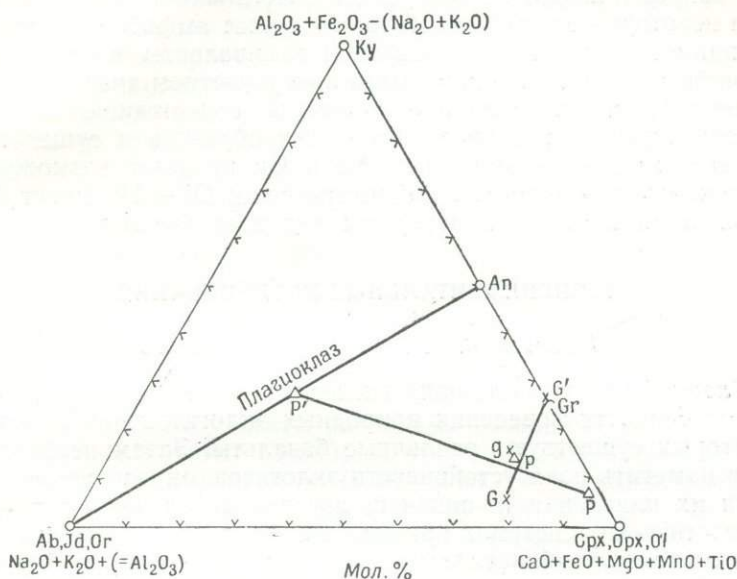
простых эклогитов. Только в том случае, если порода состоит из двух фаз или если состав породы может быть исправлен с учетом дополнительных фаз, линия, соединяющая породу и минералы, имеет важное значение<sup>1</sup>. В двух случаях (№№ 15 и 25) сравнивались различные минералы и породы. Сабраманиам указывает также на поле, имеющее форму полумесяца, характерное для состава так называемых эклогитов (фиг. 40). Он отличает «эклогиты» от «преобразованных габбро и гранулитов» по ориентировке линии порода — гранат. Породы, имеющие «эклогитовую» ориентировку, содержат существенное количество таких минералов, как плагиоклаз, амфибол и кианит. О'Хара [172] полагал, что только те породы относятся к «подлинным» эклогитам (за исключением одной), которые нанесены на диаграмму *вне* площади, имеющей форму полумесяца. Из анализа фиг. 40 следует, что некоторые истинные эклогиты, валовой состав которых попадает внутрь «полумесяца», характеризуются такой линией порода — гранат, которую Сабраманиам предпочитает называть «линией преобразованных габбро». Другие же истинные эклогиты, которые содержат иные фазы, дающие с одной из главных фаз твердые растворы, характеризуются, по Сабраманиаму, линией порода — гранат эклогитового типа. Поэтому решение вопроса зависит от того, является ли перемещение линии порода — гранат (или моноклинный пироксен — гранат) 1) функцией температуры и давления, т. е. магматических или метаморфических условий, 2) либо оно является результатом присутствия дополнительных фаз. Авторы категорически исключают вывод Сабраманиама, что особая ориентировка линий порода — гранат (и моноклинный пироксен — гранат) находится в границах поля определенного валового состава пород. Свойства треугольника свидетельствуют о том, что для простых эклогитов, образовавшихся в пределах ограниченного ряда значений  $P$  и  $T$ , характерно смещение линий моноклинный пироксен — гранат или порода — гранат от позиции  $G-G'$  (фиг. 40) к положению, близкому к линии  $H-H'$ <sup>2</sup>. Такое постепенное изменение положения соединительных линий подтверждается многочисленными анализами простых эклогитов. Пересечение линий может указывать либо на изменения  $P$  и  $T$ , либо на аналитические ошибки. Однако совершенно невероятно, чтобы

<sup>1</sup> Особое значение для линий, соединяющих минералы, имеет определение дополнительных фаз. Например, добавление кварца и альбит-санидиновой ассоциации не будет влиять на альбит-санидиновую соединительную линию, однако добавка анортита влияет на нее. Твердый раствор влияет на альбит и на санидин, при этом соответственно изменяется положение соединительной линии. Наоборот, общепринято считать, что коэффициенты распределения во всех случаях зависят от дополнительных фаз.

<sup>2</sup> Для сравнения см. ориентировку линии гранат — кордиерит в широком диапазоне отношений  $FeO/MgO$  на диаграмме, построенной Чиннером [51].



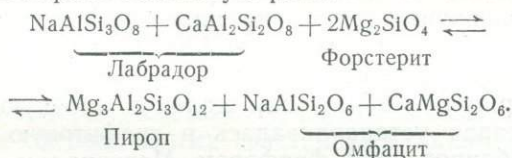
Как было показано ранее, обе реакции при высоком давлении идут слева направо. Бойд и Ингленд [39] предложили для



Фиг. 41. Диаграмма Alk—Al—Сгт, показывающая реакционное соотношение эклогита и базальта (или габбро).

*G, G', g*: моноклинный пироксен, гранат и порода эклогита Гленелг (№ 35090), Шотландия; *P, P', p*: моноклинный пироксен, плагиоклаз и порода доисторической лавы, Килауэа, Гавайи (№ 57358; табл. 2, № 7).

пикритового базальта реакцию, в которой первичный моноклинный пироксен играет пассивную роль:



Образующийся гранат лишен извести, и количество моноклинного пироксена возрастает по отношению к продуктам реакции, упомянутой выше. Они отмечают, что присутствие гиперстена в пикритовом базальте ведет к появлению кварца в эклогите.

### Нормативный состав эклогитов

Четыре выбранных эклогита содержат в нормативном составе либо  $\text{Hy} + \text{Qz}$ , либо  $\text{Hy} + \text{Ol}$ . Среди эклогитов отсутствуют представители, эквивалентные базальтам и содержащие в нор-

мативном составе  $Ne + Ol$ . В связи с этим возникает вопрос, существуют ли вообще такие эклогиты? Анджел [8] рассмотрел этот вопрос и нашел семь образцов с  $Ne$  в количестве более 5%. Хотя некоторые из этих эклогитов содержат амфибол, среди них, по-видимому, могут быть найдены эквиваленты всех главных типов базальтов. Даже при самом поверхностном анализе можно заключить, что преобладают эклогиты, содержащие  $Ol + Nu$ . Однако ограниченное число изученных образцов и существование эклогитов с нормативным  $Ne$  и  $Qz$  не дают возможность утверждать, что эклогиты с нормативными  $Ol + Nu$  могут быть первичными исходными породами для всех базальтов.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *Цели и техника исследований*

Главной целью настоящих экспериментов явилось установление особенности поведения природных эклогитов при условиях, в которых существуют различные базальты. Затем необходимо было наметить поля устойчивости эклогитов, определить особенности их плавления и, наконец, изучить определенные сечения в синтетических системах при высоких давлениях, поскольку они расположены в области температурных равновесных барьеров и кажущихся аномальными минеральных ассоциаций, наблюдавшихся в поле.

Метод запечатанных трубок был использован как в серии безводных экспериментов при давлениях 1 *атм* и 10 000 *бар*, так и в водных — при давлениях 10 000 *бар*. Ограниченность применения метода и изменения, происходящие в составе материала, были рассмотрены ранее.

В добавление к этим экспериментам Дж. Л. Ингленд провел исследование плавок некоторых базальтов при давлениях 31,4, 33 и 40 *кбар* и температуре 1200°С на приборе Бойда и Ингленда [39], передающем давление через твердую среду. Образец весом примерно 25 *мг* помещался в двойную платиновую капсулу, которая устанавливалась в графитовую цилиндрическую печь, облицованную фарфором. Материалом, передающим давление, служил нитрид бора, а с одного конца агрегат подвергался давлению карбидного поршня. Контакты платина — платинародиевой термодомы были присоединены на уровне платиновой капсулы, в которой был заключен образец. Ошибка в определении температуры, вероятно, лежит в пределах  $\pm 10^\circ$ , а давление, калиброванное по висмутовым переходам при 25 и 27 *кбар*, по мнению Бойда и Ингленда [39], определяется с ошибкой  $\pm 1$  *кбар*, с учетом трения.

Более детальные эксперименты с некоторыми базальтами и двумя эклогитами были проведены авторами при давлении 20

и 30 кбар и различных температурах; в опытах использовался прибор с твердой средой для передачи давления, спроектированный и любезно предоставленный С. П. Кларком, мл. Прибор аналогичен прибору Бойда и Ингланда, и ошибки в определении давления и температуры, как полагает Кларк, те же самые.

С целью подтверждения результатов этих экспериментов некоторые плавки были сделаны при 10 кбар на приборе Йодера с газом в качестве среды для передачи давления для двух составов в системе  $\text{Lc—Fo—SiO}_2$ , которые лежат близко к сечению  $\text{Lc—Ep}$  и  $\text{Fo—Sa}$ . Два состава в системе  $\text{Ne—Fo—SiO}_2$ , которые лежат на сечениях  $\text{Ne—Ep}$  и  $\text{Fo—Ab}$  или близко к ним, были изучены при 33 кбар на приборе Кларка с твердой средой для передачи давления.

### **Экспериментальные данные, полученные при давлениях 1—10 кбар**

*Результаты.* Результаты различных безводных закалок навесок эклогитов Гленелг (35090), Шотландия, Лох-Дьюич (35083), Шотландия, и Зильбербах (958), ФРГ, при общем давлении от 1 до 10 000 бар представлены в табл. 44, 45 и 46. Обозначения фаз даны в табл. 1. Серия гидротермальных опытов была проведена при давлениях воды 10 000 бар. Результаты сведены в табл. 47 и 48 для эклогитов Гленелг и Лох-Дьюич. Простая плавка эклогита Зильбербах с 14,08%  $\text{H}_2\text{O}$  при 1200°С в течение получаса дала  $q\text{-Cpx} + q\text{-Mop} + q\text{-Chl} + q\text{-An} + \text{Mt}$ . Для правильной интерпретации полученных результатов важно указать, что все плавки проводились так, что сначала возрастало давление до того уровня, который требуется, а затем увеличивалась температура.

*Описание фаз.* Безводные расплавы эклогитов (№№ 35090, 35083) при 10 000 бар дают при закалке моноклинный пироксен, который должен быть весьма близок к моноклинному пироксену эклогитов по валовому составу. Продукты закалки представлены радиальными сферолитовыми сростаниями с каймой из кристаллов магнетита, отмечающих границы этих сферолитовых зерен. Этот пироксен обнаруживает обычные оптические свойства; он бесцветен до светло-зеленого в шлифе, оптически положителен, с умеренным  $2V$  и большим углом погасания.

При температуре ликвидуса моноклинный пироксен с близкими свойствами обнаруживается в качестве первичной фазы в виде хорошо образованных кристаллов, а в некоторых опытах при закалке он сопровождается моноклинным пироксеном, характеризующимся сферолитовым и скелетным габитусом. Навеска эклогита Лох-Дьюич при 1150°С полностью состоит из пироксена, но в образце Гленелг при температуре ликвидуса

Таблица 44

Результаты закалки навесок эклогита Гленелг (№ 35090), Шотландия, выдержанных в закрытых платиновых трубках при различной температуре и общем давлении 1 и 10 000 бар

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукт	Примечание
$P_t = 1 \text{ бар}$			
1200	1	G1	$n = 1,605$
1175	1	G1	—
1160	2	Cpx + Mt + G1	—
1150	1	Cpx + Pl + r-Cpx + r-Gr + G1	Pl, r-Cpx, r-Gr редки
$P_t = 10\,000 \text{ бар}$			
1250	$1/2$	G1 + q-Cpx	G1 небольшое количество
1200	$1/2$	Cpx + G1	—
1150	1	Cpx + Pl + G1	$n_{Pl} \approx 1,550$
1100	1	Cpx + Pl + r-Gr + G1	r-Gr редко
1100	$1\frac{1}{2}$	Cpx + Pl + G1	—
1050	4	Cpx + Pl + Mt + G1 + r-Gr	G1 редко
1000	6	Cpx + Pl + Mt + r-Gr	—
950	6	Cpx + Pl + Mt + r-Gr + r-Qz	—
900	24	Cpx + Pl + Mt + r-Cpx + r-Gr + r-Qz	—
800	24	Cpx + r-Cpx + r-Gr + r-Qz + r-Mi	—
700	24	Cpx + r-Cpx + r-Gr + r-Qz + r-Mi	—

Таблица 45

Результаты закалки навесок эклогита Лох-Дьюич (№ 35083), Шотландия, выдержанных в закрытых платиновых трубках при различной температуре и общем давлении 1 и 10 000 бар

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукт	Примечание
$P_t = 1 \text{ бар}$			
1250	1	G1	$n = 1,650$ (окислено)
1200	1	G1	—
1175	1	O1 + G1	O1 редко
1160	2	O1 + Pl + G1	—
1150	2	O1 + Pl + Cpx + G1	—

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукт	Примечание
$P_t = 10\,000 \text{ бар}$			
1250	1/2	G1 + q-Cpx	$n_{\text{G1}} = 1,602$
1200	1/2	Cpx + G1 + q-Cpx	—
1150	1	Cpx	G1 нет
1100	1	Cpx + r-Gr + Mt	—
1100	1 1/2	Cpx + r-Gr + Mt	—
1050	4	Cpx + r-Gr + Mt	—
1000	2	Cpx + r-Gr + Mt + G1 (?)	—
1000	6	Cpx + r-Gr + Mt	—
950	6	Cpx + r-Gr + Mt	—
900	6	Cpx + r-Gr + Mt	—
900	24	Cpx + r-Cpx + r-Gr + Mt + r-Am + r-Qz	—
800	24	Cpx + r-Cpx + r-Gr + Mt	—
700	24	Cpx + r-Cpx + r-Gr + Mt + r-Am + r-Qz + r-Mi	—

Таблица 46

Результаты закалки навесок эклогита (№ 958), Зильбербах, ФРГ, выдержанных в закрытых платиновых трубках при различной температуре и общем давлении 1 и 10 000 бар

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	Продукт	Примечание
$P_t = 1 \text{ бар}$			
1300	4	G1	$n = 1,574$
1275	2	Pl + r-Ky + G1	—
1250	2	Pl + r-Ky + G1	—
1225	1	Pl + Ol + r-Ky + G1	—
1200	1	Pl + Cpx + r-Cpx + Ol + r-Gr + r-Ky + G1	—
$P_t = 10\,000 \text{ бар}$			
1250	1	Cpx + Pl + r-Ky + Mt	—

Таблица 47

Результаты закалки навесок эклогита Гленелг (№ 35090), Шотландия, запечатанных в платиновых трубках и выдержанных при различных температурах под давлением водяного пара 10 000 бар

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	$\text{H}_2\text{O}$ в трубке, вес. %	Продукт	Примечание
1250	1/2	12,32	Mt + Gl + q-Mon	—
1200	1/2	15,23	Mt + Gl + q-Am + q-Mon	Зерна r-Cpx в q-Am
1150	1	14,63	Gl + q-Am + q-Mon + r-Gr	r-Gr редко
1100	1	14,20	Gl + q-Am + q-Mon + r-Gr + + r-Cpx	Cpx нет
1100	1 1/2	12,65	Mt + Gl + q-Am + q-Mon	Cpx нет
1100	1 1/2	15,98	Mt + Gl + q-Am + q-Mon	Зерна r-Cpx в q-Am
1100	1 1/2	14,84	Mt + Gl + q-Am + q-Mon	Зерна r-Cpx в q-Am
1050	4	14,69	Mt + Gl + q-Am	Зерна r-Cpx в q-Am
1000	6	16,40	Am + Cpx + Mt + Gl	—
950	6	15,18	Am + Cpx + Mt + Gl	—
900	24	17,96	Am + Cpx + Mt + Gl	—
800	24	16,62	Am + Cpx + Mt + Gl	Gl редко
700	24	16,88	Am + Cpx + Mt + Sph + + r-Cpx + r-Gr	

Таблица 48

Результаты закалки навесок эклогита Лох-Дьюич (№ 35083), Шотландия, запечатанных в платиновых трубках и выдержанных при различных температурах под давлением водяного пара 10 000 бар

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	$\text{H}_2\text{O}$ в трубке, вес. %	Продукт	Примечание
1250	1/2	11,12	Mt + Gl + q-Am + q-Mon	Mt в q-Am
1200	1/2	13,24	Mt + Gl + q-Am	—
1150	1	15,00	Mt + Gl + q-Am	—
1100	1	14,27	Mt + Gl + q-Am	—

<i>T</i> , °C	<i>t</i> , час	H <sub>2</sub> O в трубке, вес. %	Продукт	Примечание
1100	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	14,98	Mt + Gl + q-Am	—
1050	4	12,12	Mt + Gl + q-Am	—
1000	2	14,13	Cpx + Am + Mt + Gl + q-Am + q-Mon	Am окаймляет Cpx
1000	6	17,73	Cpx + Am + Mt + Gl + q-Am + q-Mon	—
950	6	18,31	Cpx + Am + Mt + Gl	—
900	6	11,79	Cpx + Am + Mt + Gl	—
900	24	15,26	Cpx + Am + Mt + Gl	Mt в Gl
800	24	16,46	Cpx + Am + Mt + Gl + r-Gr	Gl редко
700	24	12,92	Cpx + Am + Mt + Sph + r-Cpx + r-Gr	—

совместно с моноклинным пироксеном образовывался плагиоклаз андезинового состава ( $\beta=1,550$ ) при этой же температуре.

В гидротермальных плавках продукты закалки состоят из амфибола и монтмориллонитовой фазы. Они в общем напоминают продукты опытов с базальтами, описанными выше. В породе Гленелг амфибол — желто-зеленая разновидность с большим углом погасания ( $28^\circ$ ), но в богатом железом образце Лох-Дьюич минерал красно-коричневый со слабым плеохроизмом ( $c : \gamma = 26^\circ$ ). Оба типа амфибола оптически отрицательны, с большим  $2V$ . При более низких температурах гидротермальных опытов равновесная амфиболовая фаза слабо окрашена (светло-зеленая) и плеохроична, но сопровождающий ее моноклинный пироксен бесцветен.

### **Анализ результатов плавки при давлении 1—10 кбар**

**Безводные плавки.** Результаты нагревания эклогита Гленелг в безводных условиях при давлении 1 атм свидетельствуют о том, что моноклинный пироксен является первой фазой, образующейся при температуре ликвидуса около  $1165^\circ\text{C}$ . Моноклинный пироксен представляет собой также первый силикат, образующийся при температуре ликвидуса  $1225^\circ\text{C}$  и давлении 10 000 бар; поэтому ликвидус повышается примерно на  $6^\circ$  на 1000 бар. При давлении 1 атм плагиоклаз появляется около  $1155^\circ$ ; при 10 000 бар — около  $1175^\circ$ . Относительно слабая чувствительность плагиоклаза по отношению к давлению явилась неожиданностью, особенно если учитывать его натровый состав, определенный по показателю преломления (анортит относительно несжимаем и плавление сопровождается очень малым изменением объема,

примерно на 2,5%). Жидкость, как установлено, полностью кристаллизовалась при 10 000 бар около 1025° С. Конечные продукты представлены  $Sr_x + Pl + Mt$  — главными фазами базальта или габбро. В температурном интервале 1000°—1250° при 10 000 бар эклогит Гленелг кристаллизовался в таком же виде, как и толеит; ниже 1000° скорость реакции была невелика и было трудно определить, наблюдался ли эклогит в устойчивой ассоциации. Результаты опытов представлены на фиг. 43; они, по-видимому, лежат на линии Ловеринга.

Выше ликвидуса при 10 000 бар расплав закаляется почти полностью в моноклинный пироксен с очень небольшим количеством стекла (при 1 атм продукты закали были представлены целикот стеклом). В этих специальных экспериментах такой пироксенит может рассматриваться как неустойчивый продукт, однако существуют условия, при которых он может образоваться в качестве устойчивой фазы (см. ниже).

Анализ эклогита Гленелг может быть пересчитан на формулу пироксена, если допустимы существенные замещения  $2(Fe^{\cdot}, Al^{3+}) \rightarrow 3(Fe^{2+}, Mg^{2+})$  и  $Ti^{4+} \rightarrow 2(Mg^{2+}, Fe^{2+})$  (табл. 49). Условно

Таблица 49

Анализы эклогитов Гленелг и Лох-Дьюнч, пересчитанные на формулу пироксена

	1		2
Si	1,838	Si	1,647
P	0,004	Al	0,353
Al	0,158	Al	0,213
Al	0,420	Fe <sup>3+</sup>	0,103
Fe <sup>3+</sup>	0,101	Ti	0,111
Ti	0,042	Mn	0,011
Mn	0,009	Fe <sup>2+</sup>	0,518
Fe <sup>2+</sup>	0,296	Fe <sup>2+</sup>	0,027
Fe <sup>2+</sup>	0,021	Mg	0,420
Mg	0,357	Ca	0,464
Ca	0,432	Na	0,084
Na	0,172	K	0,005
K	0,018		

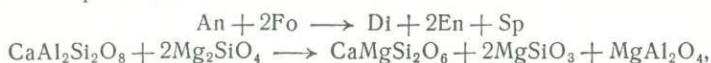
1. Анализ эклогита Гленелг (№ 35090), Шотландия, представленный в виде формулы пироксена  $Di + Hd_{43}Tsch_{16}En + Fs_{22}Ac_{19}$  с некоторым замещением  $2(Fe^{3+}, Al^{3+}) \rightarrow 3(Fe^{2+}, Mg^{2+})$  и  $Ti^{4+} \rightarrow 2(Mg^{2+}, Fe^{2+})$ , соответственно уменьшающим число атомов группы Mg.

2. Анализ эклогита Лох-Дьюнч (№ 35083), Шотландия, представленный в виде формулы пироксена  $Di + Hd_{46}Tsch_{35}En + Fs_{10}Ac_9$  со значительным замещением  $3Ti \rightarrow 4(Al^{3+}, Fe^{3+})$  и  $Ti \rightarrow 2(Fe^{2+}, Mg)$ .

пироксен может быть представлен как  $Di + Hd_{43} Tsch_{16} En + Fs_{22} Ac_{19}$ . Однако несомненно, что распределение алюминия не соответствует существующим представлениям о конечных членах<sup>1</sup>.

При общем давлении 1 атм первой появляющейся при 1180° силикатной фазой эклогита Лох-Дьюич был оливин. На 15° ниже кристаллизовался плагиоклаз и около 1155° наблюдался моноклинный пироксен. Последовательность кристаллизации близка к таковой для базальтов. Показатель преломления стекла 1,605 не сильно отличается от показателя преломления стекла базальтов эквивалентного состава, что подтверждает наблюдения Джоли и Пула [118]. Поведение эклогита Лох-Дьюич при плавлении под давлением 10 000 бар является уникальным. Ликвидус обнаруживается при температуре 1225° с моноклинным пироксеном в качестве первичной фазы. И только на 75° ниже навеска целиком состояла из моноклинного пироксена<sup>2</sup>. Такое необычное поведение эклогита свидетельствует о том, что на глубине могут существовать пироксены и в силу особенностей состава они могут быть возможными исходными породами для базальтовой магмы. Определению устойчивых фаз ниже 1100°С мешает постоянно присутствующий остаточный гранат.

Отсутствие оливина при 10 000 бар в тех случаях, когда порода характеризуется нормативным составом  $Hy + Ol$ , может иметь несколько объяснений. Окисление могло привести к образованию  $En + Mt$  за счет оливина; однако магнетит не наблюдался при 1150°С. Если валовой состав лежит на стороне кремнезема, в плоскости вертикальной проекции вблизи  $En - Jd$  (см. фиг. 44, а), то оливин не может быть возможной фазой. (Усложняющим обстоятельством является то, что энстатит плавится конгруэнтно при этом давлении.) Продукты могут быть метастабильны. Еще одно предположение можно сделать на основании реакции

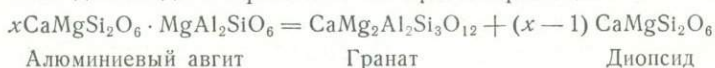


<sup>1</sup> Интересно проследить экспериментально замещение  $2Al \rightarrow 3Mg$  в диопсиде в системе гроссуляр—диопсид—кварц. Можно предполагать наличие значительного интервала твердых растворов вдоль линии  $Gross_1 - Qz_3$ , которые будут ограничиваться трехфазной ассоциацией  $Gross + Di_{ss} + Qz$ .

<sup>2</sup> Куширо [135] полагает, что эти данные подтверждают концепцию о конгруэнтном плавлении «бедного кальцием пироксена» и эвтектические соотношения этого пироксена с оливином при высоких давлениях. Он определил границы между полями устойчивости оливина и ромбического пироксена. При этом подразумевается, что к ромбическому пироксену при понижении температуры присоединяется оливин. Этот аргумент ошибочен, так как конечный продукт кристаллизации — пироксенит, а не оливинсодержащая ассоциация. Кроме того, если предположить, что фазовые соотношения были учтены правильно, то состав, представленный Куширо, не должен давать остаточный кварц ни при высоком, ни при низком давлении, поскольку реакционные соотношения не наблюдались.

предложенной Чиннером и Шерером [54]. Здесь плагиоклаз и оливин «оливиновых толеитов» образуются за счет шпинельсодержащего пироксенита. Предполагалось, что эта или близкая к ней реакция может объяснить поведение эклогита Лох-Дьюич при 10 000 бар.

Два полевых наблюдения подтверждают экспериментальные данные о переходе эклогита в пироксенит. Тилли [223] отметил в метаморфизованном долерите полуострова озера Южный Эйр в Австралии, что алюминиевый авгит развивался в периферической зоне диопсида и граната. Он привел реакцию



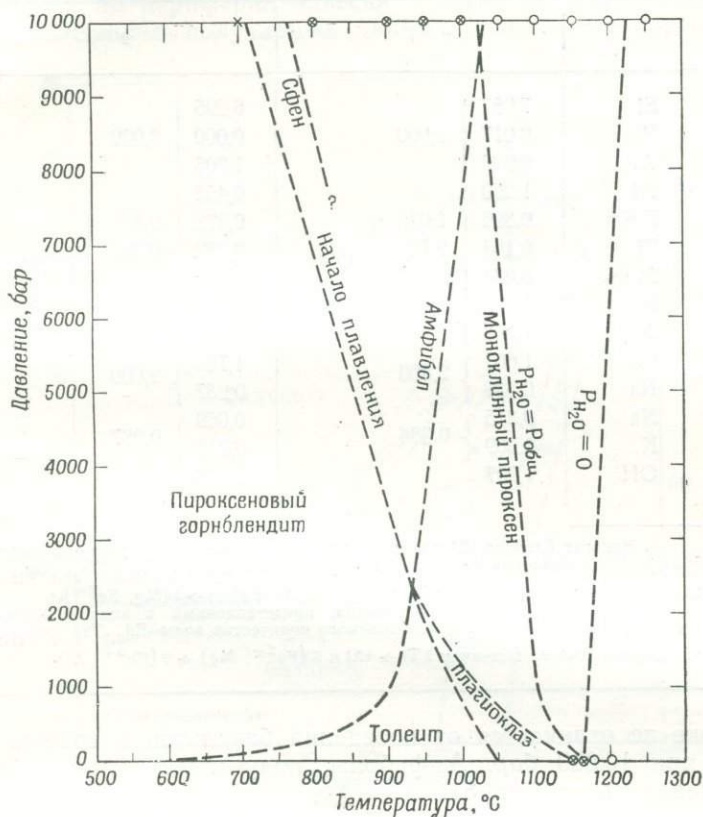
для объяснения наблюдавшихся соотношений. Хенчель [100] продемонстрировал совершенно исключительную фотографию пироксена из Гильсберга (ГДР) с пластинками граната, предположительно продуктами распада твердого раствора<sup>1</sup>. Современные эксперименты над эклогитом Лох-Дьюич демонстрируют, по-видимому, обратную реакцию по отношению к реакции, наблюдавшейся Тилли и Хенчелем.

Анализ эклогита Лох-Дьюич может быть представлен в виде формулы пироксена (табл. 49). При пересчете анализа на формулу  $\text{Di} + \text{Hd}_{46}\text{Tsch}_{35}\text{En} + \text{Fs}_{10}\text{Ac}_9$  был допущен произвольный выбор молекул стандартных конечных членов и значительные замещения  $3\text{Ti} \rightarrow 4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$  и  $\text{Ti} \rightarrow 2\text{Fe}^{2+}$ . Особенно бросается в глаза необходимость большого количества  $\text{Al}^{\text{IV}}$  в положении Si.

*Гидротермальные опыты.* В присутствии воды при давлении 10 000 бар и температуре выше 1025°С эклогиты Гленелг и Лох-Дьюич оказались полностью жидкими (исключая возможные устойчивые образования магнетита). Моноклинный пироксен и амфибол появились вместе приблизительно при одной и той же температуре (табл. 47 и 48). К этим фазам присоединился сфен при температуре около 700°С. Сохранившиеся остаточные гранат и моноклинный пироксен не позволили установить равновесные продукты при более низких температурах в плавках в течение 24 час. Схематическая диаграмма на фиг. 42 демонстрирует возможные соотношения результатов гидротермальных опытов

<sup>1</sup> В эклогитах из ксенолитов кимберлитовой трубки «Обнаженная» на севере Якутии описано большое количество пластинчатых включений граната в моноклинных пироксенах. Установлено, что эти включения развиваются за счет замещения ранее существовавших вростков ромбического пироксена с разрастанием в сторону моноклинного. Следовательно, сначала идет распад пироксенов, а затем уже реакции образования гранатов, причем глинозем частично образуется за счет участвовавших в реакции зерен шпинели (В. А. Миляшев, Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бассейн реки Оленёк), З. В. М. О., ч. 89, вып. 3, 1960; В. С. Соболев и Н. В. Соболев, ДАН СССР, 158, № 1, 1964). — *Прим. ред.*

с результатами безводных опытов с эклогитом Гленелг при 1 атм. Предполагается, что плагиоклаз «толеитов» полностью расходуется на образование амфибола и конечный продукт поэтому назван «пироксеновым горнблендитом». В общем базальты при



Фиг. 42. Схематическая диаграмма предполагаемых соотношений между результатами безводных экспериментов под давлением 1 бар и безводных и водных экспериментов под давлением 10 000 бар для эклогита Гленелг (№ 35090), Шотландия.

аналогичных водных условиях превращаются в амфиболиты. Расплавы эклогитов Лох-Дьюич, полученные при температурах выше ликвидуса, после закалки почти целиком превращались в амфибол. Расплавы эклогитов Гленелг и Зильбербах давали более сложный ряд продуктов закалки, среди которых резко преобладал амфибол. Пересчет анализов эклогитов Гленелг и Лох-Дьюич с добавкой необходимого количества воды на формулу амфибола приведен в табл. 50. Поведение этих эклогитов при

Таблица 50

Пересчет анализов эклогитов Гленелг и Лох-Дьюич, Шотландия, на формулу амфибола с добавлением необходимого количества воды

	1		2			
Si	7,057	} 8,000	6,295	} 8,000		
P	0,017		0,000			
Al	0,926		1,705			
Al	1,260	} 1,656	0,453	} 0,831		
Fe <sup>3+</sup>	0,396		0,378			
Ti	0,164		0,164		0,432	0,432
Mn	0,034	} 4,444	0,045	} 4,994		
Fe <sup>2+</sup>	1,222		2,624		2,086	3,731
Mg	1,368		1,600			
Ca	1,661	} 2,000	1,763	} 2,000		
Na	0,339		0,237			
Na	0,315	} 0,384	0,069	} 0,087		
K	0,069		0,018			
OH	1,997		2,176			

1. Эклогит Гленелг, Шотландия, представленный в виде формулы амфибола, после добавления необходимого количества воды  $Ti_{17,6}Ed_{38,4}Ts_{27,1}Gr_{16,9}$  со значительным замещением  $Ti \rightarrow 2Mg$  и  $2(Al, Fe^{3+}) \rightarrow 3(Mg, Fe^{2+})$ .

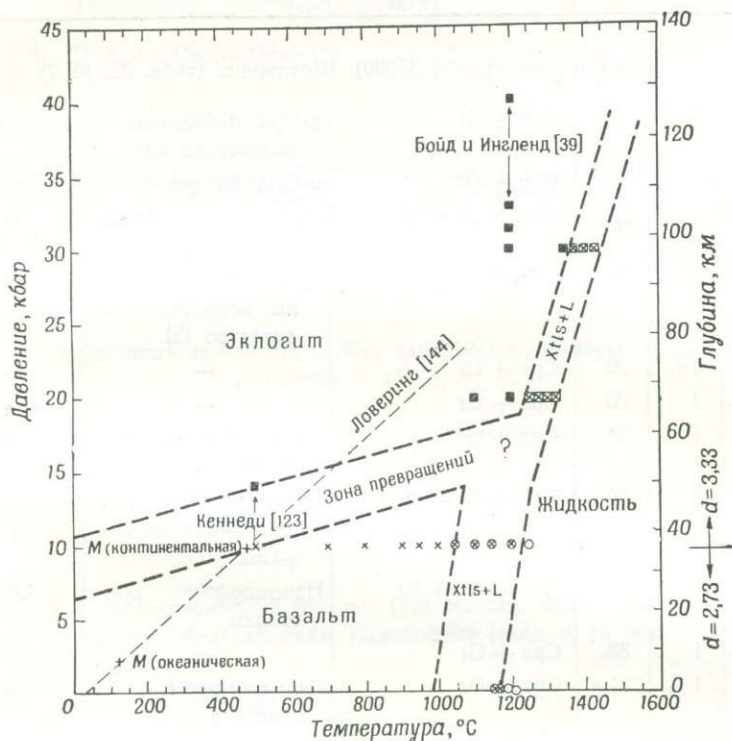
2. Эклогит Лох-Дьюич, Шотландия, представленный в виде формулы амфибола, после добавления необходимого количества воды  $Ed_{8,7}Ts_{79,4}Gr_{11,9}$  со значительным замещением  $3Ti \rightarrow 4Al$  и  $3(Fe^{2+}, Mg) \rightarrow 2(Fe^{3+}, Al)$ .

закалке не отличается от поведения базальтов в водных условиях при 10 000 бар. Амфиболы, полученные таким образом, сравнивались на фиг. 31.

### Экспериментальные данные, полученные при давлениях 20—40 кбар

*Ограниченность данных.* На данные, полученные при использовании прибора с твердой средой для передачи давления, оказали влияние независимые друг от друга факторы. Во-первых, результаты свидетельствуют о том, что получены близкие ассоциации, которые существенно отличаются от других, полученных в интервале давлений 1—10 кбар. Во-вторых, порядок величин ошибок в определении давления и температуры опыта значительно больше ожидаемых. Кроме того, могут иметь место и другие возможные ошибки. Во всех плавках обнаруживается незначительное количество стекла, которое не содержит кри-

сталлов и имеет показатель преломления более низкий, чем стекло с кристаллами, по-видимому, находящимися с ним в равновесии. Влияние воды, извлекаемой из тальковой или пиррофилитовой изоляции, может проявиться в снижении температуры плавления по периферии навески. Стекло не может быть полностью учтено в получаемых данных. Осаждение кристаллов



Фиг. 43. Интерпретация результатов, полученных для эклогита Гленелг (№ 35090), Шотландия.

Включены данные Кеннеди [123] и Бойда и Ингланда [39] по базальтам, превращенным в стекло и пемзу соответственно. Представлена также линия Ловеринга [144], отмечающая уровень перехода базальта в эклогит и океаническую и континентальную границу Мохоровичича (показана крестиками). Вопросительный знак отмечает область, в пределах которой описанные выше сложные превращения изучены не были.

было резко выраженным; в одной плавке самая нижняя часть навески состояла почти целиком из граната. Обнаружился измеримый температурный градиент по длине содержимого капсулы, примерно 2 мм после сжатия (см. [39]). «Полностью закристаллизованная» навеска легко раскалывалась внутри платиновой обертки, хотя была довольно твердая. Эта особенность не может быть целиком отнесена за счет слоистости кристаллической

Результаты экспериментов с различными эклогитами и базальтами, проведенных в приборе с твердой средой для передачи давления при давлении 20, 30, 31,4 и 40 кбар

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	$P, \text{кбар}$	Продукт	Примечание	$n$ стекла
А. Эклогит Гленелг (№ 35090), Шотландия (табл. 36, № 2)					
1325	1	20	Срх + Gl	q-Срх; небольшое количество Срх	1,608—1,610
1300	1	20	Срх + Gl	q-Срх; Gr нет	—
1275	1	20	Срх + Gr + Gl	Срх и Gr идио-морфны; q-Срх	—
1250	1	20	Срх + Gr + Gl	Срх и Gr идиоморф-ны; небольшое ко-личество Gl	—
1200	1 <sup>1/2</sup>	20	Срх + Gr	—	—
1100	4	20	Срх + Gr	—	—
1425	1	30	Срх + Gl	q-Срх; небольшое количество Срх	—
1400	1	30	Срх + Gr + Gl	Небольшое количе-ство кристаллов; q-Срх	1,610
1375	1	30	Срх + Gr + Gl	Идиоморфные кри-сталлы	1,610
1350	1	30	Срх + Gr	—	—
1200	1 <sup>1/2</sup>	31,4	Срх + Gr	Гипидиоморфные кристаллы	—

Б. Эклогит Лох-Дьюич (№ 35083), Шотландия (табл. 38, № 1)

1400	1	30	Gl	Gl коричневое; q-Монт + тонкие призмы с парал-лельным погаса-нием	1,637
1375	1	30	Срх + Gr + Gl	Gr огранен; Gl светло-коричневое	1,640
1350	1	30	Срх + Gr + Gl	Следы Gl; Gr огра-нен, желтый	—

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{час}$	$P, \text{кбар}$	Продукт	Примечание	$n$ стекла
В. Кварцевый долерит (№ 48589), карьер Палоло, Гонолулу, Оаху (табл. 2, № 3)					
1200	1	31,4	$\text{Crx} + \text{Gr} + \text{Qz}$	Qz идентифицируется только рентгеновским методом	—
Г. Толент, доисторический поток Килауэа, карьер Национального парка, Гавайи (№ 57358) (табл. 2, № 7)					
1200	1 $\frac{1}{2}$	31,4	$\text{Crx} + \text{Gr}$	Гипидиоморфный Gr	—
Д. Оливиновый толент (№ 57364), лава 1921 г., Килауэа, Гавайи (табл. 2, № 14)					
1200	2	20	$\text{Crx} + \text{Gr}$	Идиоморфный Gr	—
1200	1 $\frac{1}{2}$	31,4	$\text{Crx} + \text{Gr} +$ мелкие кристаллы с высоким двупреломлением	—	—
Е. Высокоглиноземистый базальт (127 ML295), базальт Уорнер, нагорье Медисин-Лейк, Калифорния (табл. 2, № 16)					
1200	1 $\frac{1}{2}$	31,4	$\text{Crx} + \text{Gr}$	—	—
Ж. Щелочной базальт (№ 65992), доисторический поток, Хуалалаи, Гавайи (табл. 2, № 20)					
1200	1	30	$\text{Crx} + \text{Gr} +$ мелкие кристаллы с высоким двупреломлением	Идиоморфный Gr	—
1200	$\frac{1}{4}$	31,4	$\text{Crx} + \text{Gr}$	—	—
З. Оливиновый нефелинит (№ 19165), Оаху (табл. 2, № 24)					
1200	2 $\frac{1}{2}$	31,4	$\text{Crx} + \text{Sp} + \text{Mi}$	—	—
1200	1 $\frac{1}{2}$	40,0	$\text{Crx} + \text{Sp} + \text{Mi}$	—	—

решетки и указывает на то, что давление в течение всей плавки не было полностью гидростатическим. Очень тонкое черное вещество, которое, вероятно, является платиной (С. П. Кларк, личное сообщение, 1961) диспергировано в большинстве навесок. Не известно, каким образом платина или графит печи могут влиять на равновесие. Шлифы тонкозернистых фракций чрезвычайно помогают при определении менее обильных фаз, недиагностируемых методом рентгеновского дифрактометра, однако непрозрачность диспергированного материала и малый размер зерен препятствовали точному определению оптических свойств. По этим причинам результаты исследования плавок должны трактоваться в общем смысле как указание на наиболее существенные особенности и не могут рассматриваться в деталях.

*Результаты.* Данные закалки плавок различных эклогитов и базальтов при общем давлении 20—40 кбар сведены в табл. 51 и показаны частично на фиг. 43. В табл. 52 даны результаты плавок стекла и раскристаллизованного стекла, приготовленных Шерером в качестве составов системы Ne—Fo—SiO<sub>2</sub> [210]. Состав, обозначенный NFA5, был выбран потому, что он лежит

Таблица 52

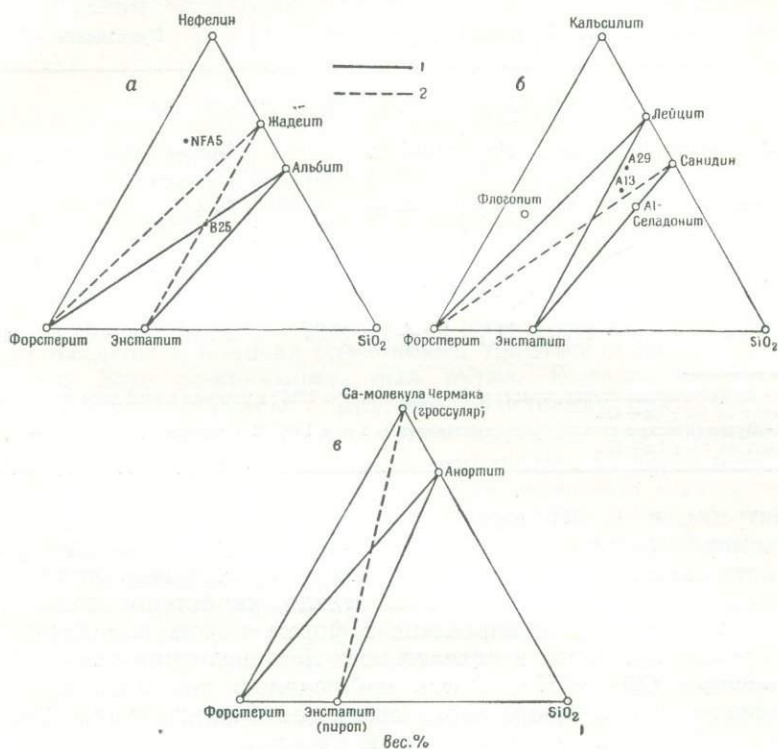
Результаты экспериментов, проведенных в приборе с твердой средой для передачи давлений над составами, приготовленными Шерером [210] из стекла и раскристаллизованного стекла системы Ne—Fo—SiO<sub>2</sub> при давлении 33 кбар

Исходный материал	<i>T</i> , °C	<i>t</i> , час	Продукт	Примечание
NFA5, Fo (25) Ne (65) SiO <sub>2</sub> (10) (вес. %)				
G1 ( <i>n</i> = 1,537)	1250	2	Fo + Ne + Jd	Очень тонкозернистый, полностью закристаллизованный
Xtl <sup>1</sup>	1250	1	Fo + Ne + Jd	Очень тонкозернистый, полностью закристаллизованный
B25, Fo (35,00), Ne (35,22) SiO <sub>2</sub> (29,78) (вес. %)				
G1 ( <i>n</i> = 1,539)	1250	2	Срх	Небольшое количество г-G1
Xtl <sup>2</sup>	1250	2	Срх	Полностью закристаллизованный

<sup>1</sup> Вулканическое стекло, кристаллизовавшееся при 1000° C в течение 87 дней при 1 атм. Состоит из Fo + Ne<sub>ss</sub>.

<sup>2</sup> Вулканическое стекло, кристаллизовавшееся при 1050° C в течение 58 дней при 1 атм. Состоит из Fo—Ab.

в центре площади Fo—Ne—Jd и близок к сечению Ne—En, а состав B25 был выбран вследствие того, что он лежит на пересечении En—Jd и Fo—Ab. Результаты показаны на фиг. 44, а. В табл. 53 сведены данные плавок стекла и частично закристаллизовавшегося стекла системы Lc—Fo—SiO<sub>2</sub> [200], проведенных



Фиг. 44. Диаграммы, показывающие устойчивые сечения при низком (сплошные линии) и высоком давлении (пунктирные линии) для различных систем.

а — Ne—Fo—SiO<sub>2</sub>; б — Ks—Fo—SiO<sub>2</sub>, флогопит и Al-селадонит спроектированы с координаты H<sub>2</sub>O; в — Ca—Tsch—Fo—SiO<sub>2</sub>, гроссулярь и пироп спроектированы с координаты Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 1 — низкое давление; 2 — высокое давление.

в приборе с газовой средой при 10 кбар. Состав, обозначенный A13, выбран потому, что он соответствовал стеклу, лежащему вблизи сечения Fo—Sa, а A29 лежит вблизи Lc—En. Результаты представлены на фиг. 44, б.

**Описание фаз.** Ассоциации моноклинного пироксена и граната, полученные в опытах при высоком давлении (20—40 кбар), не обнаруживают каких-либо необычных свойств. Моноклинный пироксен соответствует типу с большим углом оптических осей и косым погасанием; он обычно обладает призматическим

Результаты экспериментов, проведенных в приборе с твердой средой для передачи давления над составами, приготовленными Шерером [200] из стекла и частично раскристаллизованного стекла системы  $Lc-Fo-SiO_2$  при давлении 10 000 бар

Исходный материал	$T, ^\circ C$	$t, час$	Продукт	Примечание
A13, Lc (63,7) Fo (20,0) $SiO_2$ (16,3) (вес. %)				
Xtl + Gl <sup>1</sup>	1200	1 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	Fo + Sa	Других фаз не наблюдается То же
Gl ( $n = 1,514$ )	1200	1 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	Fo + Sa	
A29, Lc (74) Fo (16) $SiO_2$ (10) (вес. %)				
Xtl + Gl <sup>2</sup>	1200	1 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	Lc + Fo + Sa	Очень тонкозернистые

<sup>1</sup> Вулканическое стекло, кристаллизовавшееся при 1215° в течение одной ночи при 1 атм. Состоит из Fo + Lc + Gl.  
<sup>2</sup> Вулканическое стекло, кристаллизовавшееся при 1300° C в течение 2 дней при 1 атм. Состоит из Fo + Lc + Gl.

габитусом и в некоторых плавках отчетливо идиоморфный. Идиоморфные кристаллы граната обнаруживают форму {110} и часто имеют светло-желтую окраску в проходящем свете. Для плавков, в которых образовалось стекло, характерно появление в результате закалки пироксена в форме тонких пластинок.

Гранат появлялся в плавках всех лав, исключая оливиновый нефелинит (№ 19165). Здесь наблюдалась ассоциация идиоморфного моноклинного пироксена и серой шпинели при 1200° C как при 31,4, так и при 40 кбар. В качестве акцессорного минерала вместе с этими фазами появилась флогопитовая слюда в виде бледно-коричневых гексагональных табличек, одноосных отрицательных с показателем преломления  $\gamma = 1,610$ . Этот минерал содержит каплеобразные включения бесцветного моноклинного пироксена.

В некоторых плавках наблюдались мельчайшие призмы с высоким двупреломлением, особенно отчетливые в оливиновом толите и доисторическом потоке Хуалалаи. Они не были определены (вероятно, рутил).

### Анализ результатов плавков при давлении 20—40 кбар

*Эклогиты.* Образец из Гленелга, Шотландия, был устойчив в этом интервале давления до начала плавления. При 20 кбар плавление началось при 1240° C, обе фазы оставались в равно-

веси с жидкостью приблизительно до 1290°. Выше 1290° устойчив моноклинный пироксен до температуры ликвидуса 1330°С. Интервал плавления около 90°. Под давлением 30 кбар плавление обеих главных фаз, сосуществующих с жидкостью примерно до 1410°, начинается при 1360°. Ликвидус находится около 1440° с интервалом плавления 80°. Характер и интервал плавления более железистого образца Лох-Дьюич, Шотландия, аналогичны эклогиту Гленелг.

**Базальты.** Базальты, за исключением оливиновых нефелинитов, превращаются в гранат и пироксен — главные фазы эклогитов — в интервале давлений 20—31,4 кбар. Кварцевые долериты могут также давать кварц в качестве дополнительной фазы, судя по большой интенсивности пика — около 26,8° 2 $\theta$ (CuK $\alpha$ ) на рентгеновских дифрактограммах. Кварц исследовался оптически, но не был найден ни среди массы зерен, ни в шлифах. Мельчайшие кристаллы с высоким двупреломлением были найдены в плавках оливиновых толентов и щелочных базальтов. Это, по-видимому, был рутил. Высокоалюминиевые базальты по сравнению с другими базальтами дают большое количество граната. Но ни в одном базальте, подвергнувшись воздействию высоких давлений и температур, не было найдено ни кианита, ни гиперстена. Оливиновый нефелинит был превращен в пироксенит со шпинелью и слюдой. Начальное содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> в оливиновом нефелините, по-видимому, адекватно количеству, которое расходуется на образование слюды. Однако часть воды может быть получена и за счет разрушения талька или пиррофиллита из изоляции печи. Гранат не был найден даже при очень тщательном исследовании.

Главный вывод, который должен быть сделан из этих экспериментов, следующий: каждый базальт (имеется в виду плагиоклазсодержащий) является эквивалентом эклогита аналогичного валового состава.

**Простые системы.** Устойчивыми частными системами в системе Fo—Ne—SiO<sub>2</sub> при давлении 33 кбар являются Fo—Jd и Jd—En, замещающие системы Fo—Ab и En—Ab, установленные при 1 атм. Хотя две плавки дают, очевидно, явно недостаточные данные для вывода о полной серии твердых растворов, существующих вдоль сечения Jd—En, могут возникнуть вопросы в отношении экстенсивного характера наблюдавшихся твердых растворов. Учитывая особенности кристаллической структуры, можно предположить, что непрерывный ряд твердых растворов должен существовать между крайними членами со сходной структурой, т. е. между клиноэнстатитом и жадеитом. Бойд и Ингленд [39] ясно указали, что устойчивой формой MgSiO<sub>3</sub> под давлением выше 8 кбар является энстатит. На этом основании

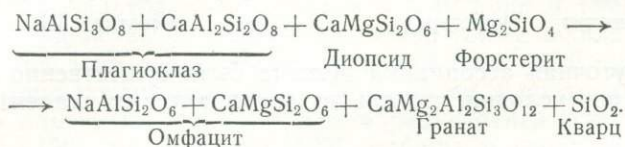
следует полагать, что твердые растворы должны быть неполными, так как полные серии твердых растворов между различными по структуре компонентами неизвестны. Наблюдавшиеся структуры распада твердого раствора в гиперстеновом эклогите кратера Солт-Лейк свидетельствуют о том, что ромбический пироксен в эклогитах требуемого состава в самом деле содержится в твердом растворе в моноклинном пироксене в период его образования. При более низких температуре и давлении моноклинный пироксен не растворяет ромбический пироксен и каждый из них выпадает из раствора и подвергается последующим изменениям состава. Выпадение из раствора не сходных по структуре минералов, конечно, весьма обычно. В добавление к предсказанию сольвуса в системе Jd—En следует отметить, что наиболее важный вывод, который можно сделать на основании данных этих опытов, заключается в следующем: широко распространенные твердые растворы вдоль линии Jd—En ясно свидетельствуют о существовании нового «термального раздела равновесия», замещающего при высоких давлениях тот, который существует при 1 атм. Последствия этого изменения будут детально рассмотрены в следующем разделе.

Устойчивой частной системой в системе Lc—Fo—SiO<sub>2</sub> при 10 кбар, как установлено, является Fo—Sa, замещающая Lc—En, наблюдавшуюся при 1 атм. Несовместимость лейцита и гиперстена — главный вывод из этих данных. Ниже эти соотношения сравниваются с соотношениями минералов в породах.

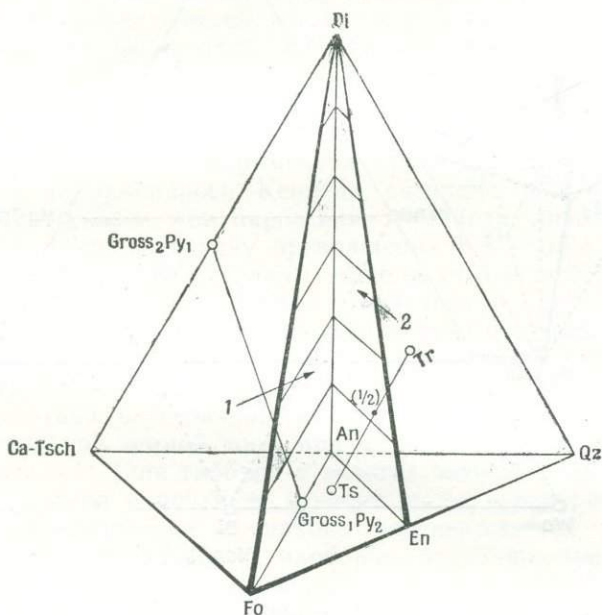
Кальцийсодержащая система — Ca-молекула Чермака — Fo—SiO<sub>2</sub>, изученная в области An—Fo—SiO<sub>2</sub> Андерсеном [6], аналогична вышеупомянутым натровым и калиевым системам. Соотношения этой плоскости с другими частями тетраэдра простой базальтовой системы показаны на фиг. 45. Гранаты эклогитов не могут быть охарактеризованы в координатах тетраэдра Di—Ca—Tsch—Fo—SiO<sub>2</sub>, однако этот недостаток восполняется добавлением Mg—Tsch молекулы (фиг. 46, а). На фиг. 46, б показано отношение гранатов к плоскости алюминиевых пироксенов, изученной Хитёном и Шерером [115] при 1 атм. Система Gross<sub>1</sub>Pu<sub>2</sub>, была изучена Чиннером, Бойдом и Инглендом [52] и было установлено, что полная серия гранатов образуется при 30 кбар и 1250°С. Эти результаты указывают на то, что существующий при 1 атм термальный равновесный барьер Fo—An разрушается при 30 кбар. Изменение минеральных ассоциаций показано на фиг. 44, в.

Результаты изучения системы Ne—Fo—SiO<sub>2</sub> и частных систем, описанных выше, в общей системе Ca—Tsch—Fo—SiO<sub>2</sub> по-новому освещают переход базальтов в эклогиты. Не содержащие железа базальты могут быть представлены большей частью плагиоклазом, диопсидом и оливином. На основании

этого можно предложить следующую реакцию (упомянутую выше в другой связи):



Последняя ассоциация, очевидно, представляет собой эклогит. Альбит плагноклаза распадается на жадеит+кварц, как это



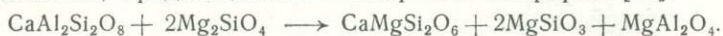
Фиг. 45. Кальцийсодержащая система Ca-Tsch—Di—Fo—Qz, аналогичная простому базальтовому тетраэдру фиг. 1.

Система безводный тремолит—чермакит пересекает тетраэдр, так же как система гроссуляры—пироп. Конечный член Ca-Tsch не представлен при подсчете нормативного состава и при отсутствии En распределен между An и Fo.

1—плоскость критической недосыщенности кремнеземом; 2—плоскость насыщения кремнеземом.

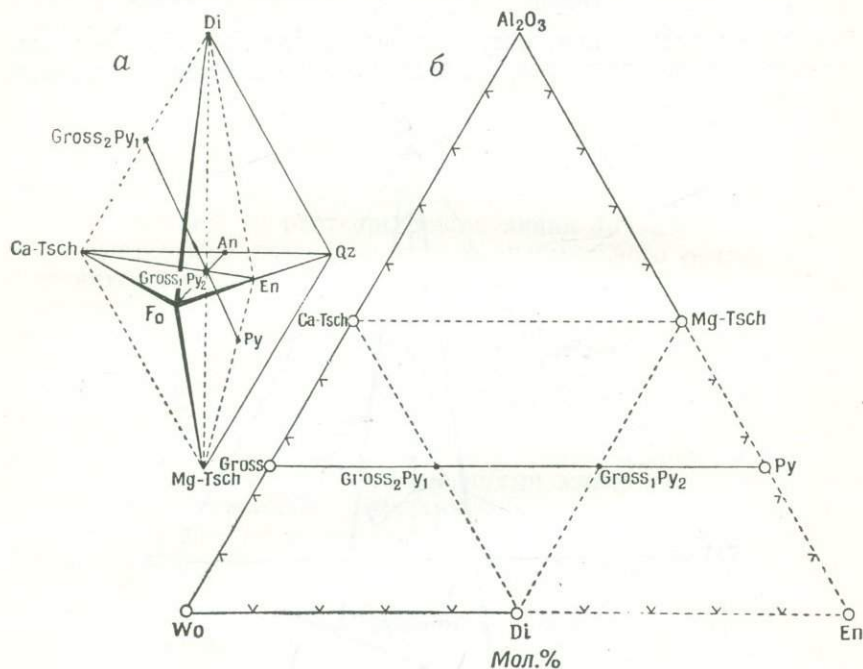
показано на фиг. 44, а, а анортит плагноклаза реагирует с оливином, образуя гранат, как показано на фиг. 44, в. Авторы рассматривают это положение как главное подтверждение результатов, полученных при изучении более сложных природных систем пород. Эти реакции представляют в большей части только начальные и конечные ассоциации, хотя действительный ход реакции может включать промежуточные стадии. Можно указать на одну из альтернатив реакции для кальциевого члена

плагноклаза, предложенной Чиннером и Шерером [54]:



Анортит      Форстерит      Диоксид      Энстатит      Шпинель

Промежуточная ассоциация должна быть существенно пироксенитовой при условии, что альбит распадается на жадеит + кварц,



Фиг. 46.

*a* — двойной тетраэдр, аналогичный простому базальтовому тетраэдру (фиг. 1), использующий как молекулу Ca-Tsch, так и Mg-Tsch; *b* — плоскость, очерченная пунктирной линией на фиг. *a*, показывающая отношение гранатов к алюминиевым пироксенам в системе  $\text{CaSiO}_3$  (Wo) —  $\text{MgSiO}_3$  (En) —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Интересны соотношения с диаграммой А—С—Fm.

причем последний далее соединяется со шпинелью, образуя Mg-Tsch.

## ПРИМЕНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Базальт-эклогитовое превращение в безводных условиях*

Можно наметить в первом приближении поле устойчивости эклогитов, используя данные табл. 44 и 51 для эклогита Гленелг и данные Дж. С. Кеннеди ([122; 123], устное сообщение, 1961),

полученные при 500°С и давлении 10—14 кбар. Эти данные показаны на фиг. 43 вместе с данными Бойда и Ингланда [39] о плавках базальтов при давлении 33—40 кбар и температуре 1200°. Для удобства на фиг. 43 приведена также шкала глубин, базирующаяся на средней плотности 2,73 г/см<sup>3</sup> [263] кристаллических пород континентов до глубины 35 км и предполагающая среднюю плотность 3,33 г/см<sup>3</sup> для пород верхней мантии в области 35—150 км<sup>1</sup>. Кеннеди [123] сообщил о превращении базальта (не описан), предварительно переведенного в стекловатое состояние, в габбро ниже 10 кбар при 500°С в сдавливающем приборе. Он описал постепенное изменение габброидной ассоциации в «преобладающий жадеитовый пироксен», определенный рентгеновским методом при давлении выше 10 кбар и той же температуре. Гранат не указан. Авторы поэтому лишь с оговорками используют эти данные для демонстрации перехода габбро в эклогит, для которого гранат является существенной составной частью. В экспериментах, проведенных позднее, о которых еще не сообщалось, Кеннеди, очевидно, получил настоящий эклогит скорее, чем пироксенит (Кеннеди, личное сообщение, 1961). Используя зону превращения Кеннеди с теми оговорками, которые были сделаны выше, и учитывая ограничения, которые накладывают данные, полученные при давлении 10—20 кбар, можно оценить положение зоны превращения. Если взять за основу эти данные (не допуская дополнительного<sup>2</sup> давления), то можно обнаружить, что эклогиты (без плагиоклаза) все-таки неустойчивы внутри как океанической, так и континентальной земной коры при любой температуре. Превращение базальта (или габбро) в эклогит зависит главным образом от давления и почти не зависит от температуры. Область давлений превращения одинаково подтверждается превращением эклогита в базальт и, наоборот, превращением базальта в эклогит (см. табл. 44 и 51, В—Ж).

Зона превращения была описана Кеннеди как зона постепенного уменьшения количества полевого шпата при увеличении пироксена (и предположительно граната). На некоторой промежуточной стадии должна быть обнаружена ассоциация  $Pt+Gr+Crx$ . Так называемые плагиоклазовые эклогиты, изу-

<sup>1</sup> Вашингтон [268] подсчитал средний удельный вес для всего острова Гавайи и получил 2,940. Горансон [85] дает плотность 2,69 г/см<sup>3</sup> для всей внутренней части острова. Эти величины были приведены в соответствии с давлением на глубине формирования магмы на Гавайи.

<sup>2</sup> В настоящее время можно считать, по существу, доказанным (в частности, по образованию дистеновых пород), что в отдельных участках земной коры возможно весьма существенное повышение давления (до 10 кбар) по сравнению с давлением столба вышележащих пород. Такие сверхдавления возникают в пределах поясов, иногда довольно широких, и здесь эклогиты образуются в земной коре как стабильная ассоциация, подвергаясь в дальнейшем реакциям диафореза. — *Прим. ред.*

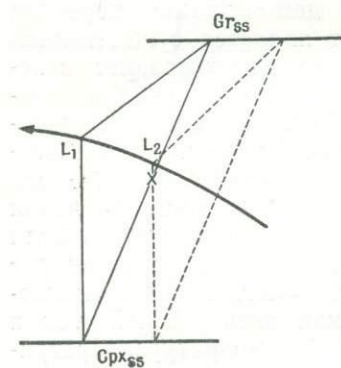
ченные авторами, рассматривались как продукты стадийного перехода эклогитов в габбро, а не как равновесные ассоциации<sup>1</sup>. Образование пироксенитов базальтового состава возможно как из эклогита (табл. 45), так и из базальта (табл. 51); но более вероятно, что процесс превращения идет от базальта через пироксенит к эклогиту. Более детальное исследование в условиях давления 10—20 кбар, без сомнения, разрешит эту проблему.

### Особенности плавления эклогита

В интервале 1—14 кбар эклогит превращается в базальт или габбро прежде, чем начинается плавление. Превращенный таким образом эклогит будет плавиться так же, как базальт или габбро. В интервале давлений 14—19 кбар данные для характеристики соотношений плавления отсутствуют. Эта область, несомненно, может быть исследована методом закалки, когда появится соответствующее оборудование. При давлении выше 19 кбар два главных минерала эклогитов — гранат и моноклинный пироксен — начинают плавиться вместе и сосуществуют с жидкостью в очень узком интервале плавления — около 85°. Моноклинный пироксен является первой фазой ликвидуса, а температура ликвидуса возрастает со скоростью около 11° на 1 кбар.

Так как гранат и моноклинный пироксен плавятся вместе в таком узком интервале температуры, валовые составы эклогита должны быть близки или находиться на граничной «поверхности» между гранатом и моноклинным пироксеном.

Валовой состав эклогита Гленелг должен лежать на стороне моноклинного пироксена по отношению к граничной «поверхности». Это хорошо показано на фиг. 47. Жидкость  $L_1$  является первой жидкостью, образующейся из валового состава  $X$ ;  $L_2$  отвечает наиболее высокой температуре и конечному составу, при котором гранат и моноклинный пироксен сосуществуют с



Фиг. 47. Схематическое изображение плавления двух сложных твердых растворов — граната и моноклинного пироксена.

Предполагаемый валовой состав  $X$ ;  $L_1$  и  $L_2$  — проекции составов жидкости при температурах  $T_1$  и  $T_2$ , где  $T_1 < T_2$ . Давление постоянно.

Жидкость  $L_1$  является первой жидкостью, образующейся из валового состава  $X$ ;  $L_2$  отвечает наиболее высокой температуре и конечному составу, при котором гранат и моноклинный пироксен сосуществуют с

<sup>1</sup> Интересны примеры эклогитизации кристаллических сланцев с постепенным переходом в плагиоклазо-эклогитоподобные породы, изученные по ксенолитам кимберлитовой трубки Якутии (А. П. Бобриневич, В. С. Соболев, Зап. Всес. мин. о-ва, № 1, 1957). — Прим. ред.

жидкостью. Возрастание температуры примерно на  $60^\circ$  вызывает изменение жидкости от  $L_1$  до  $L_2$ . В этом интервале температур состав моноклинного пироксена и граната будет изменяться так, как это показано соединительными линиями на фиг. 47. При температуре, соответствующей  $L_2$ , гранат исчезает и моноклинный пироксен один сосуществует с жидкостью при температуре ликвидуса. Диаграмма  $Af-C-Fm$ , показанная на фиг. 36, подтверждает замечание о том, что состав эклогитов и базальтов лежит вдоль узкой зоны, которая, как это можно предположить, является проекцией граничной «поверхности» между двумя сложными твердыми растворами.

Такая интерпретация особенностей поведения эклогита при плавлении позволяет сделать следующий важный вывод. Так как обе главные фазы появляются почти одновременно на ликвидусе и интервал плавления очень мал, то эклогиты сами по себе должны быть продуктом частичного плавления первичных по отношению к ним пород<sup>1</sup>. Авторы полагают, что этой первичной породой является гранатовый перидотит. Эклогит, как предполагается, относится к гранатовому перидотиту ( $Ol + Crx + Gr + Orx$ ) при высоком давлении, так же как гранит к базальту при низком давлении<sup>2</sup>. Ни базальт, ни гранит не устойчивы в области устойчивости эклогитов.

### *Дифференциация эклогитов*

Данные табл. 54 свидетельствуют о том, что омфацит содержит главным образом нормативный диопсид, альбит и нефелин, а гранат — нормативный анортит, гиперстен и оливин. Отделение каждой из этих фаз будет существенно влиять на состав остаточной жидкости. Характер разделения нормативных минералов предполагает возможный либо физический, либо физико-химический механизм происхождения двух главных типов магмы. Удаление граната при высоком давлении приводит к обогащению жидкости омфацитовыми компонентами, а при низком давлении — к появлению жидкости щелочного типа; удаление омфацита при высоком давлении приводит к обогащению жидкости гранатовыми компонентами и к появлению жидкости толеитового типа. Осаждение же граната таким путем, как это наблюдалось в ряде вышеописанных опытов, может привести при

<sup>1</sup> Результаты новых экспериментов М. И. О'Хара заставляют сомневаться в таком выводе, так как линия эклогитов оказывается термическим барьером между оливиновыми и пересыщенными кремнеземом породами (M. J. O'Hara, *Melting of garnet Peridotite at 30 kilobars*. Ann. Rep. Director Geophys. Laboratory, 1962—1963, Washington). — *Прим. ред.*

<sup>2</sup> Харрис и Роуэл [97] сообщили о том, что в ходе предварительных экспериментов при 1 атм в результате частичного плавления синтетического перидотита образовался базальт. Однако продуктом частичного плавления базальта при том же давлении, как обычно полагают, является гранит.

высоких давлениях к появлению жидкости, которая на дневной поверхности даст начало магме щелочного типа.

Таблица 54

Нормативные составы проанализированных гранатов и моноклиновых пироксенов из эклогитов

	Моноклиновый пироксен					Гранат				
	Гленелг (35090)	Лох-Дьюич (35083)	Оаху (66118)	Зильбербах (958)	«Вейсен-штейн»	Гленелг (35090)	Лох-Дьюич (35083)	Оаху (66118)	Зильбербах (958)	«Вейсен-штейн»
Or	0,11	0,06	—	—	0,56	—	—	—	—	—
Ab	23,68	14,46	12,84	14,34	14,47	—	—	—	—	—
Ne	6,42	2,10	1,56	7,28	5,50	—	—	—	—	—
An	3,70	—	11,95	5,00	8,90	45,23	33,67	26,41	38,64	39,75
Di	53,13	76,40	58,31	71,76	68,04	—	—	—	—	—
Hу	—	—	—	—	—	28,43	48,65	53,25	40,37	37,74
Ol	—	0,49	10,09	1,22	0,77	16,08	2,08	—	4,34	6,04
Ac	—	0,69	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	3,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sp	—	—	—	—	—	7,03	12,87	12,26	13,33	14,44
C	—	—	—	—	—	—	—	5,60	—	—
Il	0,82	0,62	1,52	0,15	1,06	0,55	0,35	0,61	0,30	0,46
Mt	6,50	5,01	3,94	0,23	0,70	2,69	2,85	2,32	2,09	1,62
Сумма	99,74	99,83	100,21	99,98	100,00	100,01	100,47	100,45	99,07	100,05

Чрезвычайно важно отметить, что граничная поверхность между омфацитом и гранатом, несомненно, перемещается при изменении давления. В зависимости от давления будет изменяться соотношение граната и омфацита в жидкости. Граничная кривая, по-видимому, будет перемещаться по направлению к омфациту при более высоких давлениях и по направлению к гранату — при более низких<sup>1</sup>. Отсюда следует, что жидкости, которые будут давать щелочные базальты на дневной поверхности, должны поступать с больших глубин, чем жидкости, которые образуют на поверхности толенты.

Распределение нормативных компонентов базальта между гранатом и омфацитом эклогита влияет на содержание оливина

<sup>1</sup> Этот довод базируется на предположении, что  $dT/dP$  поверхности ликвидуса граната больше, чем у омфацита.

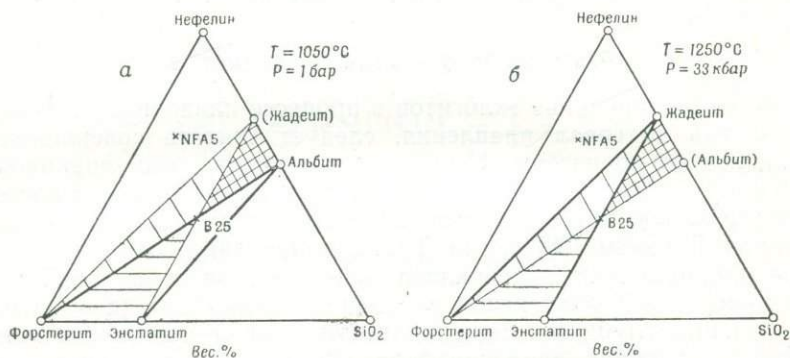
в базальтах. Боуэн [29] отмечал, что базальты с содержанием оливина больше 12—15% были обычно порфиристыми и образовались в результате осаждения кристаллов. Пределы содержания оливина в базальте могут определяться скорее составом граната в исходных породах — эклогитах, чем высокими температурами ликвидуса, наблюдавшимися при давлении 1 атм при больших количествах оливина. Повышение температур ликвидуса эклогитового состава при обогащении гранатом будет сравнительно не так велико, как для обогащенного оливином базальтового состава. Как уже было показано, базальты с 20% нормативного оливина обладают умеренными температурами ликвидуса.

### Фракционирование эклогитов

Фракционирование эклогитов в процессе плавления, несмотря на малый интервал плавления, следует считать совершенным уникальным процессом. Необходимо отметить, что фракционированию подвергались не плагиоклаз и моноклинный пироксен, как это наблюдается в базальтах, а гранат и омфацит. Предложенная Боуэном [29] схема фракционирования, основанная на фракционировании плагиоклаза, очевидно, не может быть использована для объяснения изменений, происходящих в магмах на больших глубинах. Если жидкости, давшие начало базальту, образовались при давлении более 19 кбар, то различия в базальтовых магмах будут выражаться не в условных минералах базальта, а в условных минералах эквивалентных им эклогитов. Однозначный пересчет анализов пород на «эклогитовую норму», по-видимому, в данном случае неприменим из-за существования серии твердых растворов в каждой из главных фаз. Хотя не имеется достаточного количества экспериментальных данных, чтобы наметить характер фракционирования при давлениях, превышающих 19 кбар, все же на основании анализа схематической диаграммы фиг. 47 и диаграммы  $Af-C-Fm$  фиг. 36 можно сделать вывод о том, что при данных изменениях температуры, например, моноклинный пироксен становится менее гиперстенным, а гранат — богаче алмандином и гроссуляром. Чтобы установить, будет ли этот процесс иметь место при возрастании или при падении температуры, требуются дальнейшие экспериментальные исследования. Чрезвычайно важно определить относительный состав жидкостей, схематически показанных как  $L_1$  и  $L_2$  на фиг. 47. Обе жидкости  $L_1$  и  $L_2$ , как полагают, имеют базальтовый состав (обе соответствуют условиям плавления  $Gg$  и  $Srx$ ), тем не менее на основании имеющихся данных невозможно определить, к какому типу магмы относятся эти составы — щелочно-базальтовому или толеитовому. Ясно, что новая схема фракционирования требует описания поведения магм при высоких давлениях.

## Эклогиты и проблема первичной магмы

Ранее было показано (см. фиг. 44, а, в), что первоначальные равновесные термальные барьеры, такие, как Fo—Ab и Fo—An, существующие при 1 атм, разрушались при высоком давлении. Возникшие новые равновесные термальные барьеры накладывают новые ограничения на пути изменения составов жидкостей. Диаграмма Ne—Fo—SiO<sub>2</sub> (фиг. 48) может быть использована для иллюстрации этого положения. Жидкости, имеющие состав, в пределах площади, покрытой горизонтальной штриховкой на



Фиг. 48. Система Ne—Fo—SiO<sub>2</sub> при температуре 1050° С и давлении 1 бар (а) и при температуре 1250° С и давлении 33 кбар (б).

Жирные линии показывают устойчивые системы. В пределах площадей, заштрихованных в клетку и с горизонтальной штриховкой, тенденции изменения жидкостей противоположны при низком и высоком давлениях. В пределах площади с косой штриховкой эти тенденции одинаковы при обоих давлениях.

фиг. 48, а, будут иметь тенденцию изменять состав в направлении к кремнезему в области низких давлений, при которых существует термальный барьер Fo—Ab. При высоких давлениях жидкости того же состава (фиг. 48, б) будут иметь тенденцию изменять состав по направлению к нефелину, так как в этих условиях появляется новый термальный барьер Jd—En. Таким образом, гиперстенсодержащие желваки, образовавшиеся при высоких давлениях, могут быть унаследованы породами с нормативным нефелином, кристаллизовавшимися при низком давлении. Противоположные тенденции в этих двух областях давления будут обнаруживать жидкости, имеющие состав в пределах площади, заштрихованной в клетку. Представляется вероятным, что магмы с нормативным нефелином могут дать гиперстен или кварцсодержащие остатки в результате изменения давления в течение кристаллизации. Площади с косой штриховкой соответствуют составам, которые при любом давлении будут давать жидкости, содержащие нормативный нефелин.

Распространяя это положение на более сложные составы, можно прийти к выводу, что имеются широкие интервалы валовых составов, способных давать два главных направления эволюции базальтовой магмы при изменении давления. Гранатовый перидотит<sup>1</sup>, например, будет давать магмы с нефелиновой тенденцией при высоком давлении и с кремнеземом при низком давлении. Исходя из этого, можно заключить, что щелочные базальтовые магмы возникают на больших глубинах, чем толентовые магмы. Авторы полагают, что этот вывод полностью согласуется с концепцией о едином первичном источнике всех базальтовых магм. Единый первичный источник должен, очевидно, иметь относительно широкий интервал валового состава, как это показано на фиг. 48, а, б на участках, заштрихованных в клетку и с горизонтальной штриховкой. Единым первичным источником должен быть, по-видимому, эклогит, если можно руководствоваться составами  $Ne-Fo-SiO_2$  и  $Ca-Tsch-Fo-SiO_2$ .

### *Поля устойчивости эклогитов в водных условиях*

Интервал водных условий, изученный и представленный схематически на фиг. 42, не покрывает то поле, где эклогиты, вероятно, устойчивы в безводных условиях. По этой причине непосредственные данные о поведении эклогита в водных условиях не могли быть получены. Однако вполне логично предполагать, что наблюдавшийся пироксеновый горнблендит, который обладает значительным интервалом устойчивости, может быть водным эквивалентом эклогита. Кривая плагиоклаза, которая была определена при 2000 бар, при больших давлениях, возможно, продолжается в область меньших температур. В таком случае пироксеновый горнблендит может стать амфиболитом при температурах, меньших чем те, при которых проводились эксперименты.

Быстрое метастабильное превращение эклогита в пироксеновый горнблендит в проведенных экспериментах свидетельствует о том, что изменение зависит главным образом от доступа воды. За определенный период времени и при соответствующем количестве воды эклогитовые тела будут полностью превращаться в наиболее водные ассоциации из всех возможных. Длительное существование эклогитов в земной коре поэтому зависит главным образом от сохранения непроницаемой относительно низкотемпературной среды.

Ретроградные изменения, наблюдавшиеся Олдерманом [5] для эклогита Гленелг в Шотландии, встречающегося в виде линз или прослоев, переслаивающихся со слоистыми гнейсами

<sup>1</sup> Здесь имеется в виду перидотит «высокого давления», т. е. такой, в котором гранат + пироксен заменяют плагиоклаз.

и другими породами гнейсовой серии Льюизиан<sup>1</sup>, могут быть сравнены с теми, которые получены экспериментально. Он отметил, что неизменный эклогит начинает превращаться в роговую обманку на участках соприкосновения граната и пироксена. Пироксен постепенно полностью замещается роговой обманкой, в то время как гранат дает как плагиоклаз, так и роговую обманку. Превращение эклогита в водных условиях приводит к образованию гранатового горнблендита и на конечной стадии — амфиболита. Превращение эклогита Гленелг в опытах началось с окаймления граната и пироксена амфиболом и образования нового пироксена при исчезновении первоначального. Плагиоклаз не наблюдался; однако он мог появиться при температурах, меньших, чем те, при которых велись эксперименты. Базальт, близкий по составу к эклогиту Гленелг, давал амфиболит в водных условиях при температуре ниже 630° и давлении воды 10 000 бар.

Распределение каевок гранат-роговообманковых пород и амфиболитов вокруг неизменных эклогитов, описанное Олдерманом, свидетельствует о том, что превращение контролировалось поступлением воды (см. [295]). Изменение имеет место в тех условиях, в которых сами эклогиты должны быть устойчивы в отсутствие воды или когда эклогиты, не подвергаясь воздействию воды, должны превращаться в габбро. Если этот вывод справедлив, мы должны предположить, что окружающие тело эклогита гнейсы Льюизиан кристаллизовались внутри поля устойчивости эклогитов. При сравнении фиг. 43 и 33 видно, что гранитная, так же как и амфиболитовая, часть гнейсов должна быть неустойчива при давлении примерно выше 15 кбар и температуры 650°, при которых эклогиты представляют собой устойчивую ассоциацию. Глубины, соответствующие такому давлению, кажутся слишком большими с точки зрения региональной геологии. Более правдоподобна точка зрения, учитывающая возможность перегрузки, по которой эклогитовые тела могут рассматриваться как реликты, сохраняющиеся вне поля их устойчивости, т. е. на небольших глубинах, благодаря сравнительно низкой температуре и относительной непроницаемости толщи. Олдерман полагал, что инъекция гнейсов вызвала амфиболитизацию эклогита; авторы поддерживают эту точку зрения.

Следует предостеречь в отношении интерпретации всех изменений эклогитов как ретроградных. Можно представить образо-

---

<sup>1</sup> Коржинский [3] выразил уверенность в том, что эклогиты отсутствуют в докембрийских комплексах. Де Роувер [66] высказал такое же мнение. Этот вывод, по-видимому, является следствием ошибочной интерпретации положений Эскола [71] о норвежских эклогитах и не учитывает других важных данных о наличии эклогитов в докембрийских толщах Шотландии и других районов.

вание эклогита при низких температурах и относительно высоких давлениях. С повышением температуры при неизменном давлении эклогит должен превращаться в габбро, пироксенит или, если поступает вода, в амфиболит или пироксеновый горнблендит. Это будет, очевидно, «прогрессивная стадия» в том смысле, что температура возрастает и ее можно ошибочно интерпретировать как ретроградную, если поступает вода. Принимая во внимание такое происхождение и последующие изменения, можно объяснить чрезвычайно изменчивую слоистость эклогитов «Вейсенштейна» близ Штамбаха, ФРГ.

### *Полевые ассоциации*

*Несовместимость En—Ne.* В предыдущих разделах обращалось внимание на наблюдения Шенда [213] относительно несовместимости нефелина и гиперстена в вулканических породах. Было показано, что «пижониты», описанные в базальтах с нормативным нефелином, на самом деле являются нормальными пироксенами щелочных базальтов, что подтверждает вывод Шенда. С другой стороны, авторы указали на гиперстенсодержащие эклогитовые желваки, наблюдавшиеся в туфах, связанных с щелочным базальтом. Некоторые желваки, описанные Россом, Фостером и Мейером [193], содержат гиперстен и установлены в щелочных базальтах. Феннер [77] описал желваки в оливиновых фурчитях из гор Реймонд-Фосдик в Антарктике. Он указал на присутствие гиперстена среди фенокристаллов и привел его химический анализ. Пироксен основной массы был высококальциевого типа (характерный для щелочных пород) и, кроме того, содержал значительное количество алюминия (9,92 вес. %). (Авгит-гиперстеновые соединительные линии не соответствуют тем, которые описаны для аналогичных желваков Россом, Фостером и Мейером [193].)

Это последнее наблюдение, противоречащее выводу Шенда, может быть объяснено в свете экспериментов при высоком давлении с системой Fo—Ne—SiO<sub>2</sub>. На фиг. 48 можно видеть, что при высоком давлении барьер Fo—Ab разрушается, а система Jd—En становится устойчивой. В таком случае на глубине в породах с нормативным нефелином может выкристаллизовываться пироксен с гиперстеновым компонентом, так как при высоких давлениях, как это было показано выше, существует ряд твердых растворов между жадеитом и «клиноэнстатитом». Когда такой пироксен попадает в условия более низких температур, энстатитовый компонент выпадает из твердого раствора как гиперстен. Куно и др. [134] обратили внимание на ограниченность распространения желваков эклогитов в породах щелочного типа. Эта ограниченность обусловлена характером инва-

риантной точки системы Fo—Jd—En—Di. Исходные жидкости этой системы содержат, вероятно, нормативный нефелин и при низком давлении будут давать щелочные базальты. Коротче говоря, гиперстенсодержащие желваки щелочных базальтов привнесены из глубины, где они вместе с жидкостью, содержащей нормативный нефелин, составляют совместную ассоциацию. Устойчивость таких желваков на дневной поверхности требует специальных условий, которые рассматриваются ниже.

*Эклогиты, дуниты и анортозиты.* Превращение эклогита в базальт при 10 000 бар происходило очень быстро вблизи солидуса, но при температуре ниже 800°С сильно замедлялось. Присутствие эклогитов вблизи или в самих дунитах и анортозитах, образовавшихся, как полагают, при высоких температурах, вызывает ряд вопросов относительно генезиса этих тел. Если эклогиты подвергались воздействию высокой температуры внутри континентальной коры, где давление, вероятно, должно быть меньше 10 000 бар, они должны были превратиться в габбро или базальт. Так как эклогиты сохранились на поверхности, то представляется вероятным, что эклогиты и, следовательно, дуниты или анортозиты были подняты в близповерхностные части коры при относительно низкой температуре<sup>1</sup>. На основании деформаций, наблюдавшихся в дунитах и анортозитах, можно предположить, что эти тела были «интродуцированы» остывшими. Если бы они были «интродуцированы» при повышенных температурах или, возможно, в жидком состоянии, то эклогитовые массы не должны были бы сохраниться<sup>2</sup>.

Как было отмечено выше, эклогитовые желваки сохраняются большей частью в эксплозивных туфах и пеплах, но не в базальтовых потоках, где они должны были бы подвергнуться длительному нагреванию при высокой температуре. Ловринг [145] в своем замечании относительно возражений Куно [132] отметил, что эклогитовые желваки найдены в основной массе как массивного, так и брекчированного щелочного базальта. Хотя детали соотношений в настоящее время еще не известны, эти желваки, по-видимому, сохранились в базальте благодаря эксплозивному характеру извержения.

При изучении фиг. 44, в можно установить, что в области, где эклогиты устойчивы, дуниты и анортозиты должны быть несовместимыми породами. Поэтому нельзя ожидать присутствия эклогитов в тех районах, где наблюдаются троктолиты или су-

<sup>1</sup> Не имеется в виду, что все анортозиты или дуниты были интродуцированы в остывшем состоянии; речь идет только о тех, которые содержат эклогитовые массы или расположены по соседству с ними.

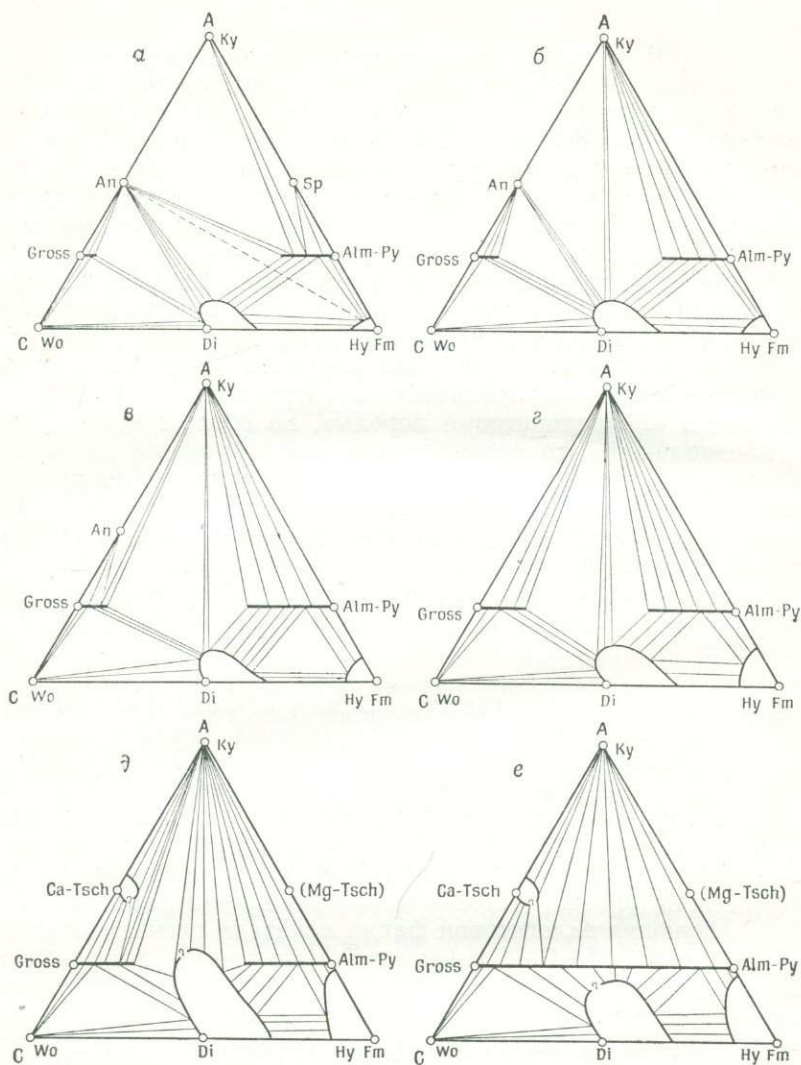
<sup>2</sup> Скорее можно полагать, что здесь происходит последующая эклогитизация в узких зонах метаморфизма при повышенном давлении. — *Прим. ред.*

ществуют связанные друг с другом тела дунитов и анортозитов<sup>1</sup>.

Эскола [71] приводит рисунок обнажения, в пределах которого эклогитовая плита лежит между «лабрадоритовыми породами» и «оливиновыми породами» в Сольвберкноузене, близ Оммельфот, Даль-фьорд в Сендмори. Создается впечатление, будто анортозит и дунит, реагируя, дают на контакте эклогит. По данным Эскола, аналогичные контактные соотношения могут наблюдаться в Альмкловдалене, где «лабрадоритовые породы» пересекают большие массивы «оливиновых пород». Эскола выяснил генетические соотношения трех пород [71] и выразил мнение, что они были получены в течение одного «процесса дифференциации из одной и той же магмы...». Он подчеркнул, что применение метаморфической реакции Бекке  $An + Fo \rightarrow Gr$  возможно только в небольшом масштабе там, где оливиновые желваки включены в «лабрадоритовые породы», но обошел эти трудности, предположив, что «реакционная зона» возникла до застывания «лабрадоритовых пород». Далее он полагает, что при детальном картировании этих участков необходимо учитывать образование эклогитов в результате реакций в твердом состоянии между дунитом и анортозитом в области устойчивости эклогита. В некоторых выходах реакционная зона довольно широка (50 м), поэтому следует допустить необычно большую диффузию.

*Фация эклогитов.* Эклогитовые фации, как они были определены Эскола [20], выделяются по ассоциации омфацитового пироксена и граната. Вероятно, из-за того, что не были в должной мере учтены парагенетические поля эклогитовых ассоциаций, другие ассоциации, помимо габброидного состава, намечены не были. На основе известных полей ассоциаций и новых экспериментальных данных при высоких давлениях может быть сделана оценка устойчивости ассоциаций эклогита. На фиг. 49 эволюция эклогитовой фации показана схематически на серии диаграмм  $Af-C-Fm$  (от *a* до *e*), которые могут рассматриваться как существенно изотермические проекции при постепенно возрастающем давлении. Все ассоциации, включенные в диаграмму *a*, находятся или могут находиться в равновесии с кварцем или цоизитом, если  $FeO$  и  $MgO$  могут рассматриваться в качестве отдельных компонентов. Ни кордиерит, ни

<sup>1</sup> Троктолиты, а также указанные выше ассоциации становятся неустойчивыми при значительно более низком давлении нежели эклогиты. Плагноклаз перестает быть устойчивым с оливином с образованием шпинели и пироксена, что отмечается для многих массивов в гипербазитах и характерно также для гранулитовой фации (А. А. Ротштейн, Магматические фации ультраосновных изверженных пород толейтовой серии, Изд. АН СССР, М., 1962; В. С. Соболев, Н. В. Соболев, ДАН СССР, 158, № 1), — Прим. ред.



Фиг. 49. Схематические диаграммы Af—C—Fm, показывающие эволюцию эклогитов и соответствующие ассоциации от гранулитовой через возможные выбранные пироксенитовые фации.

Значительные изменения содержания щелочей в плагиоклазе и моноклинном пироксене не могут быть показаны на этих проекциях. Диаграммы даны для безводных изотермических (для неопределенной температуры) систем; предполагается, что давление постепенно возрастает (от *a* до *e*).

*a* — гранулитовая фация (недостаток кремнезема); *б* — переходная; *в* — эклогитовая; *г* — переходная; *д* — пироксенитовая (вариант А); *е* — пироксенитовая (вариант Б).

силлиманит не устойчивы в области рассматриваемых температур и давлений; однако при других условиях силлиманит может появиться также и в гранулитовой фации. Начинаясь в поле гранулитовой фации, ассоциация  $\text{Crx} + \text{Alm} + \text{Py}_{\text{ss}}$  устойчива в области дефицита кремнезема; однако  $\text{Crx}$  не является омфацитовым и с ним может сосуществовать плагиоклаз (фиг. 49, а)<sup>1</sup>. Соединительная пунктирная линия между  $\text{An}$  и  $\text{Nu}$  указывает на одну из ассоциаций, находящуюся в равновесии с кварцем. В данном случае эта линия указывает на образуемый  $\text{An} - \text{Nu} - \text{Di} - \text{Alm} - \text{Py}$  объем с дефицитом кремнезема. Такая форма иллюстрации была выбрана для того, чтобы подчеркнуть существование ассоциации  $\text{Crx} + \text{Gr}$ , предшествующей появлению эклогитовой фации. Поскольку альбит (не показан) превращается в моноклинный пироксен в виде жадеитовой молекулы, то начинает развиваться эклогитовая фация и плагиоклаз не может более сосуществовать с  $\text{Crx}$  и  $\text{Alm} - \text{Py}_{\text{ss}}$  (фиг. 49, б). Предполагается, что пределы составов, в которых может существовать плагиоклаз, богатый анортитом, еще более ограничиваются с появлением самой эклогитовой фации (фиг. 49, в). На этой стадии  $\text{Crx}$  должен характеризоваться как омфацитовый. Дальнейшее возрастание давления будет приводить к разрушению  $\text{An}$  (фиг. 49, а).  $\text{Crx}$  может теперь иметь большие добавки молекулы Чермака, так же как и жадеита. Заслуживают внимания два возможных варианта изменения ассоциаций при еще более высоком давлении. Рассматривая данные, полученные при 30 кбар в системе гроссуляра — пироп, Чиннер, Бойд и Ингленд [39] пришли к выводу, что  $\text{Cu}$  и  $\text{Crx}$  должны быть несовместимыми (фиг. 49, е); из синтеза молекулы  $\text{Ca-Tsch}$  при 20 кбар (С. П. Кларк, мл., личное сообщение, 1961) следует, что «пироксеновые фации» могут преобладать, а поле молекулы Чермака в твердых растворах  $\text{Crx}$  пересекать линию граната (фиг. 49, д)<sup>2</sup>. Бойд и Ингленд [39] показали, что энстатит близко соответствует составу пироба при 18,2 кбар. Разрыв в твердых растворах природных гранатов (фиг. 38) подтверждает вариант А фиг. 49, д. Однако оба варианта могут быть подтверждены, если их оценивать по разделению  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}$ .

<sup>1</sup> Обращает на себя внимание существование в этих фациях гроссуляра. Коржинский [3] и многие другие считают, что гроссуляр отсутствует на больших глубинах; однако экспериментальные [297] и полевые данные не подтверждают этот вывод.

<sup>2</sup> Существование пироксенов, содержащих до 30—40% чермаковского компонента при обычном давлении, экспериментально показано А. И. Цветковым (Изоморфные замещения в группе бесцелочных пироксенов, Тр. ин-та геолог. наук, В 138, 1951, АН СССР). Наиболее богатый глиноземом пироксен из эклогита, точка которого ложится на линию гранатов ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  17,8%), описан из корундового эклогита северной Якутии (Н. В. Соболев, И. К. Кузнецова, ДАН СССР, 1965). — Прим. ред.

Дальнейшие экспериментальные исследования, без сомнения, разрешат проблему выбора этих возможных вариантов.

*Несовместимость En—Lc.* Шенд [213] поместил лейцит и гиперстен среди несовместимых минералов в вулканических породах<sup>1</sup>. В породах известна ассоциация оливина и санидина. Равновесие, изученное Шерером [200] при 1 атм, ясно показывает, что в этих условиях вместо форстерита и санидина сосуществуют лейцит и протоэнстатит. Это расхождение может быть связано с отсутствием железа в системе, изучавшейся Шерером. Редер [192] показал, что Fs и равновесие Lc—Fs не существуют в системе Fa—Lc—SiO<sub>2</sub> при 1 атм (см. фиг. 12).

Другое объяснение, хотя, возможно, и не применимое в данном случае, может быть получено при анализе фиг. 50, б. При 10 000 бар не было обнаружено равновесие Lc—En и появилась равновесная ассоциация Fo—Sa. Возможно, что реакция имела место при значительно более низком давлении. Диаграмма Шерера Fo—Lc—SiO<sub>2</sub> поэтому должна быть аналогична фиг. 50, а. Эта диаграмма равновесия будет, например, описывать последовательность калиевых пород, известную в пироксеновой перидотит-угандит-мурамбит-абсарокит-шонкинит-банакит-трахитовой серии Буфумбиры в Уганде [113].

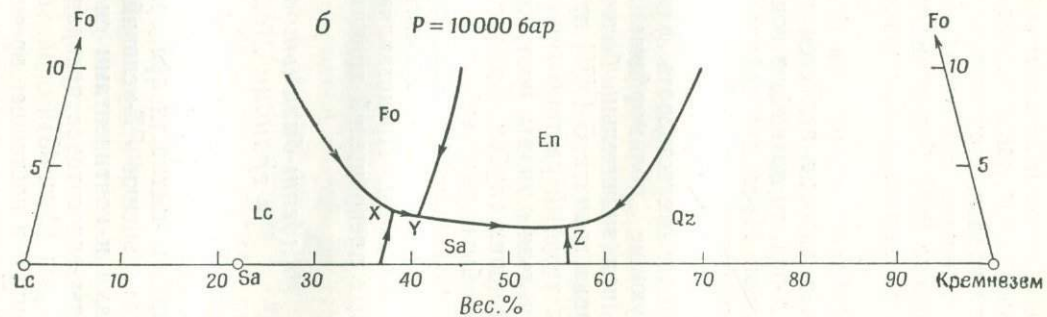
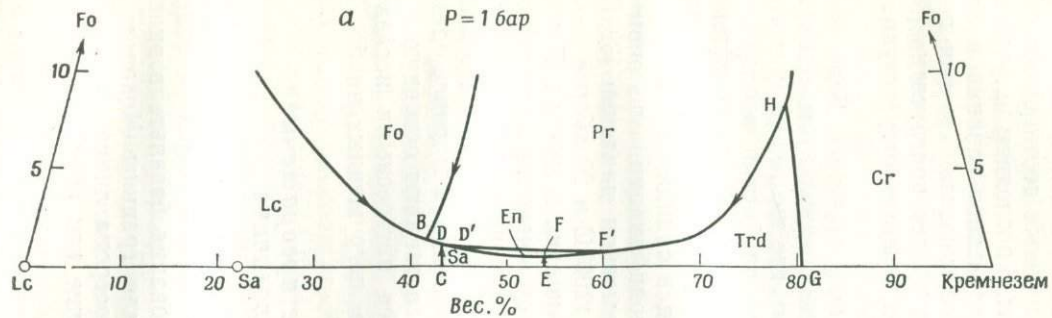
В присутствии некоторого избытка воды в системе преобладает равновесие флогопит — кварц (Д. Р. Джонс, личное сообщение, 1961). Флогопит обычен в кимберлитах и других ультраосновных породах.

Никаких доказательств существования равновесия нефелин—клиноэнстатит, предсказанного Миширо [157] в «слабо недосыщенных породах» на больших глубинах, найдено не было. Равновесие Fo—Jd, судя по экспериментальным данным и природным ассоциациям<sup>2</sup>, должно быть более устойчивым. Уже упоминавшиеся недавние эксперименты Бойда и Ингланда [39], которые показали, что устойчивой полиморфной модификацией MgSiO<sub>2</sub> при давлении выше 8 кбар является ортоэнстатит, позволяют исключить клиноэнстатит и протоэнстатит.

Система Fo—Lc—SiO<sub>2</sub> представляет интерес также благодаря ее нормативным соотношениям. Изучение этой системы показывает, что некоторые жидкости в области Fo—Sa—SiO<sub>2</sub> могут быть получены при закалке навески, выдержанной при температуре устойчивости лейцита. Полученные таким образом породы будут содержать модальный лейцит, но в нормативном

<sup>1</sup> Лейцит и гиперстен были указаны [147] в нормативном составе среднего из двух гавайских пикритовых базальтов в результате ошибки в подсчете нормативного состава.

<sup>2</sup> Часто упоминаемая ассоциация форстерита и жадеита в дунитовых мilonитах острова Св. Павла в Атлантическом океане, описанная Вашингтоном [269], не подтверждена Тилли [225].



Фиг. 50.

*а* — увеличенная проекция ликвидуса части системы  $Lc-Fo-SiO_2$  при 1 бар, по данным Шерера [200]; *б* — предсказываемые соотношения ликвидусов части системы  $Lc-Fo-SiO_2$  при 10 кбар.

составе он будет отсутствовать. Такие породы могут быть найдены среди лейцитосодержащих пород Везувия [261]. Реакционные соотношения лейцита с жидкостью, дающие санидин, аналогичны широко известным реакционным соотношениям форстерита с жидкостью, дающим энстатит. В последнем случае определенно установлено присутствие модалного оливина и отсутствие нормативного. Вероятно, следует указать, что при давлении воды выше 2600 бар санидин плавится конгруентно [87] и указанные реакционные соотношения лейцита отсутствуют.

*Неустойчивость гранита на больших глубинах.* Если можно принять, что эклогит является первым продуктом плавления исходных пород, то возникает вопрос, где же генерируется гранитная магма. Из-за неустойчивости альбита и анортита при давлении примерно выше 30 кбар в температурном интервале плавления [22, 39] плагиоклаз (существенная составная часть гранита) будет отсутствовать. Кварц и санидин или близко им соответствующие полиморфные модификации, по-видимому, устойчивы при значительно более высоком давлении [39, 124]. (Одна плавка гранита G-1 [75] при 1100°С и 20 кбар в течение 2 час дала твердый раствор типа санидина и кварц.) Поэтому, очевидно, нельзя ожидать поступления жидкости гранитного состава с больших глубин. Граниты, генерирующиеся из жидкостей, могут быть получены при дифференциации базальтовых магм или при переплавлении гранитного материала земной коры. Можно сказать, что граниты составляют основную массу пород земной коры. Представляются интересными исследования фазовых превращений гранитов, погруженных на большие глубины.

### *Эклогит-базальтовое превращение и граница Мохоровичича*

Ловеринг [144] предположил, что граница Мохоровичича как под океанами, так и под континентами — результат фазовых превращений, в частности преобразования базальта в эклогит. В результате оценки *PT*-условий для границы Мохоровичича под океанами и континентами он построил линию, показывающую базальт-эклогитовое превращение как функцию давления и температуры (фиг. 43).

Полученные в настоящее время данные подтверждают предположения Ловеринга и других о том, что граница Мохоровичича под континентами является результатом превращения базальта в эклогит. Привлекают внимание данные Кеннеди, из которых вытекает, что для полного превращения базальта в эклогит необходим определенный интервал давления и соответствующий интервал глубин. По мнению других авторов, граница Мохоровичича определяется более четко. Тав, Гател и Харт

(241), однако, подчеркивают, что раздел между корой и мантией может быть резким (в интервале менее 250 м) или постепенным (до нескольких километров) в зависимости от интерпретации существующих сейсмических данных. Превращение одного типа пород в другой, обусловленное очень сложными твердыми растворами, по-видимому, происходит постепенно. Изменение скорости сейсмических волн за счет изменения состава моноклинного пироксена может быть слабым, тогда как часть реакций, в результате которых образуется гранат, будет иметь большое влияние на изменение скорости сейсмических волн.

По мнению авторов данной работы, превращение базальта в эклогит может происходить в широком интервале давлений, в то время как эффективное изменение скорости будет наблюдаться в меньшем интервале давлений. Если континентальная граница Мохоровичича действительно связана с этим превращением, то она должна занимать по глубине интервал по крайней мере свыше нескольких километров.

Здесь нельзя не добавить, что определение границы Мохоровичича является, вероятно, столь же нечетким, как и определение базальт-эклогитового превращения. Не достигнуто также полного согласия относительно того, какая величина скорости сейсмических волн соответствует «разрыву» или существует ли вообще разрыв скорости. Более определенные сведения могут быть получены в настоящее время по структуре и неоднородности пород, которые легко установить по геологической карте обнажений.

Континентальная граница Мохоровичича, конечно, не может повсюду располагаться на одной и той же глубине. Поскольку превращение базальта в эклогит не зависит в сильной степени от температуры, кривые температура — глубина для земной коры и мантии будут значительно различаться. С другой стороны, это превращение сильно зависит от давления, и кривые давление — глубина будут изменяться вместе с изменением плотности перекрывающих пород, а также и при тектонических нарушениях. Валовой состав пород будет, конечно, влиять на эффективность этого специфического превращения. Другие превращения в породах небазальтового состава могут вести к различиям в прохождении сейсмических волн. Поэтому гипотеза фазовых превращений не может рассматриваться как подтверждение изостатической компенсации по Пратту или по Эйри.

Обращаясь снова к фиг. 43, можно заключить, что граница Мохоровичича под океанами не может быть результатом базальт-эклогитового превращения. Авторы придерживаются мнения, что существование границы Мохоровичича под океанами обусловлено главным образом коренными изменениями валового

состава<sup>1</sup>. Примером, подтверждающим эту точку зрения, могут служить образцы подкорового материала со скалистого острова Святого Павла (Атлантика). На большей глубине, чем граница Мохоровичича, может располагаться другой сейсмический раздел, который, по-видимому, зависит от базальт-эклогитового превращения. С другой стороны, более вероятно, что подкоровый материал (например, перидотит) может с глубиной постепенно изменять состав (например, в гранатовый перидотит), и тогда нельзя будет установить никакого сейсмического раздела. Так как область генерации магмы под океанами безусловно находится ниже границы Мохоровичича (см. заключение), то оба главных типа магм могут быть обусловлены такими же процессами плавления, которые характерны для подкорового материала под континентами.

### **Потенциальный источник пород**

Выше было показано, что эклогиты служат приемлемой исходной породой для различных базальтов. К списку потенциальных исходных пород для базальтовой магмы теперь могут быть добавлены две новые исходные породы; пироксеновые горнблендиты и пироксениты. О том, будут ли эти породы устойчивы на глубине или нет, можно только догадываться. В настоящее время известно небольшое количество выходов пироксеновых горнблендитов базальтового состава; выходы же пироксенитов базальтового состава редки. Де Роувер [65] описал слабо измененные пироксениты из Тимора, которые содержали небольшое количество альбитовых фенокристов с основной массой из авгита в виде перистых образований и сферолитовых агрегатов. Состав пироксенита был близок к составу кварцевого долерита из карьера Палоло, Гонолулу, Оаху (табл. 2, № 1). Структура и некоторые особенности пироксенита на приведенной микрофотографии соответствовали особенностям, наблюдавшимся в лаборатории в продуктах закалки. Поэтому порода, как предполагается, представляет собой метастабильный продукт закалки в подводных условиях, рассмотренных де Роувером. Это сообщение подтверждает мысль о том, что пироксениты базальтового состава могут существовать на глубине.

### **ВЫВОДЫ**

В результате изучения эклогитов могут быть сделаны следующие выводы:

<sup>1</sup> В литературе уже высказывалось предположение, что и в условиях континентальной коры, вероятно, существует два типа раздела Мохо. (В. С. Соболев, Геология и геофизика, № 7, 1962, и В. С. Соболев, Н. В. Соболев, ДАН СССР, 158, № 1, 1964). — *Прим. ред.*

1. Для каждого главного типа базальтов известны химически эквивалентные эклогиты.

2. На основании «эвтектикоподобного» характера плавления эклогитов в общем можно утверждать, что эклогит сам по себе является продуктом частичного плавления первичных пород (например, гранатовых перидотитов).

3. Распределение нормативных компонентов между главными минеральными фазами простых эклогитов предопределяет механизм возникновения толентового и щелочно-базальтового типов магмы из единой материнской породы.

4. Анализ фазовых соотношений простых систем, принадлежащих к базальту при высоких и низких давлениях, свидетельствует о том, что единая материнская порода может дать два главных типа базальтовой магмы в зависимости от давления.

5. Схема фракционирования Боуэна справедлива только для магм, образующихся при давлении менее 19 *кбар*; для базальтовых магм, образующихся в мантии, может быть предложена новая схема фракционирования.

6. Представляется маловероятным, что эклогиты были устойчивыми в присутствии или при избытке воды.

7. Граница Мохоровичича под континентами может быть обусловлена фазовыми превращениями базальта в эклогит. Однако такие превращения не могут быть причиной существования границы Мохоровичича под океанами.

8. Общие правила несовместимости минералов, намеченные Шендом для вулканических пород, не обязательны для глубинных пород.

## З а к л ю ч е н и е

Многочисленные детальные эксперименты и вспомогательные исследования, представленные выше, привели к массе выводов, которые необходимо обобщить и оценить.

Исследовательский характер и грубое выполнение экспериментов не дают пока оснований для окончательных выводов. Представления, к которым пришли авторы, даже если они и верны, из-за ограниченности данных действительны лишь в определенных пределах. Дополнительные наблюдения по возможности были подтверждены изучением чистых синтетических систем, где действительно можно было определить влияние всех переменных. Все это дает основание полагать, что представленные ниже выводы имеют определенную ценность.

Эксперименты свидетельствуют о том, что многие типы пород, будучи расплавленными полностью, могут давать магмы базальтового состава. Кроме базальта и габбро, к этим породам относятся пироксениты, амфиболиты, пироксеновые горнблендиты и эклогиты. Было показано, что базальты (и габбро), пироксениты и эклогиты по характеру их поведения при плавлении являются производными первичного источника. Эта исходная порода может быть гомогенной или сравнительно негомогенной, так как точка или точки начала плавления системы на глубине ограничены. Следует отметить, что крайние составы системы  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2$  [200] имеют только две эвтектики при 1 атм, которые лежат очень близко одна к другой по составу и имеют близкую температуру ( $\pm 20^\circ$ ). Сложная природа неоднородных исходных пород может поэтому явиться причиной появления на данных глубинах одного или нескольких составов<sup>1</sup>. С точки зрения авторов, исходная порода не гомо-

---

<sup>1</sup> Предполагается, что начальные продукты плавления в области возникновения магм в мантии являются эклогитовыми и ни в коем случае не гранитными. Упомянулось, что граниты неустойчивы ниже границы земной коры, что подтверждает предположение о вероятном образовании большей части гранитов при переплавлении гранитного материала в нижних частях земной коры. Понятно, что не следует ожидать появления больших масс гранитных пород в результате фракционирования магм базальтового состава.

генна из-за возможных вариаций температур начала плавления отдельных минеральных фаз. Этот вывод неизбежно должен находиться в противоречии с концепцией петрографических провинций [119] или комагматических областей [261]. Выше было показано, что существование значительных вариаций в ходе образования определенных жидкостей объясняет изменение магмы в процессе геотектонического развития. Короче говоря, доказательства существования повсеместно распространенного источника фиксированного состава не были приведены и, наоборот, имелись доводы в пользу неомогенного источника, обладающего при определенном давлении единственным температурным минимумом, при котором появляется жидкость.

При изучении первичных источников магм базальтового состава важной задачей является определение глубины образования этих магм. Большинство непосредственных данных можно получить благодаря тому, что природа землетрясений и вулканической деятельности одна и та же. Часть землетрясений сопровождается подъемом магмы в жерле. Кроме того, известны сильные землетрясения, центры которых лежат на глубине 45—60 км, под вулканом Килауэа, на острове Гавайи [69]. Такие землетрясения заставляют предполагать существование зон накопления магмы. Сейсмологические данные также свидетельствуют о том, что магма под Ключевским вулканом на Камчатке генерируется на глубинах 50—60 км [2]. Если магма генерируется на больших глубинах, то, вероятно, этот процесс не будет сопровождаться сейсмическими нарушениями. Некоторые исследователи считают, что сильные сейсмические явления вызывают снижение давления, что, по-видимому, приводит к образованию жидкости из кристаллических пород (см., например, [293]). Оценка глубины образования магмы может быть произведена и другими независимыми методами. Так как магма достигает земной поверхности в расплавленном состоянии, достаточно спроектировать температуру ликвидуса (учтя ее зависимость от давления) до пересечения с геотермальной кривой, чтобы получить максимум глубины образования жидкой магмы. Прямое измерение геотермальной кривой невозможно, и оценки изменения температур на глубине значительно расходятся. Некоторые полагают, что геотермальная кривая очень близка к кривой плавления, но никогда не достигает ее [245]. Другие

---

Однако граниты могут образоваться при фракционировании или переплавлении ранее существовавшего материала. С этой точки зрения следует рассмотреть систему  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ . Наличие двух эвтектик, которые находятся близко одна к другой как по температуре, так и по валовому составу, дает возможность предположить, что они могут дать начало по крайней мере двум типам гранитов. Каждый из них может быть получен из совершенно непохожих валовых составов, и в то же время они могут существенно не различаться по химизму.

считают, что температура, соответствующая плавлению базальта, наблюдается на глубине 40 км [245]. Кларк [58] высказывает сомнение относительно предсказываемого в настоящее время изменения температуры с глубиной. Согласно Кларку, невозможно построить удовлетворительную геотермальную кривую, если не определить тепловой поток на поверхности Земли и не принять во внимание большое разнообразие производящих тепло элементов. Подсчеты Кларка применительно к площади с высоким тепловым потоком ( $2 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>сек), с относительно равномерным распределением производящих тепло элементов на основе модели континентальной коры, сложенной кислыми породами вблизи поверхности и становящейся более основной с глубиной, свидетельствуют о том, что плавление базальтового состава можно ожидать на глубине около 50 км. Необходимо указать, что эти условия могут наблюдаться лишь в определенном регионе, а не повсеместно. Поэтому есть основание полагать, что образование магмы могло иметь место в определенных районах на глубинах до 50 км и что этот процесс сопровождался сейсмическими возмущениями.

Из термических и сейсмических данных следует, что образование магмы происходит на глубинах, ниже которых базальт неустойчив (см. фиг. 43). Хотя не было сделано каких-либо математических попыток установить с помощью сейсмических данных нахождение жидких масс внутри Земли, в общем считается, что область возникновения магмы целиком кристаллическая. Здесь не приводятся новые данные в поддержку точки зрения, что гранатовый перидотит является первичным источником; однако это подтверждается тем, что базальтовый состав, возникший при частичном плавлении первичного источника, будет на глубине образования магмы вести себя как эклогит.

Изменения в составе жидкостей, образующихся при частичном плавлении первоисточника эклогита, могут быть вызваны, например, изменением давления (глубины) или осаждением кристаллов. Авторы не разделяют мнения Куно [159] о том, что основные изменения в типах магм обусловлены незначительными вариациями валового состава исходных пород на различных глубинах. Этот аргумент лишь задерживает решение главного вопроса до выяснения происхождения вариаций состава исходных пород на глубине. Большее давление в общем приводит к появлению более щелочных базальтовых жидкостей, а меньшее — толеитовых. Осаждение граната ведет к появлению базальтовых жидкостей щелочного типа, а удаление омфациита — толеитовых. Ясно, что термальные равновесные барьеры, которые определяют главное направление изменения жидкостей, отмеченные при 1 атм, неприменимы в области образования магмы. Необходимо определить термальные барьеры при высоких давлениях, чтобы установить точные пути возможного из-

менения жидкостей на глубине. Кроме того, необходимо установить новую схему или схемы фракционирования, так как боуэновская последовательность реакций неприменима для процессов, происходящих ниже границы земной коры.

Важно отметить, что направление фракционирования в значительной мере определяется местоположением области образования магмы. Если магма образуется и локализуется в земной коре, то последовательность кристаллизации подчиняется уже известному закону. Вариации в составе магмы могут быть результатом осаждения кристаллов, газового выноса, контаминации и т. д. Эти отклонения относительно невелики по сравнению с первичными факторами, обусловившими процесс образования магмы. Поведение обособленных порций магмы во время кристаллизации в противоположность их плавлению представляет собой изолированное и весьма ограниченное явление даже в отношении взаимодействия с вмещающими породами. В земной коре и в непосредственно подстилающей ее верхней мантии последовательность плавления (или частичного плавления) должна быть близка к последовательности кристаллизации. Аналогично этому образование и кристаллизация магм в мантии должны контролироваться одними и теми же факторами. Однако важно подчеркнуть, что плавление магмы в зоне мантии и последующая кристаллизация ее в земной коре — резко различные процессы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бобриневич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С., 1960 К минералогии ксенолитов гроссуляр-пироксен-диستنевой породы (гроссидита) из кимберлитов Якутии, Геология и геофизика, № 3, 18—24.
- ✓ 2. Горшков Г. С., 1956. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. Доклады АН СССР, 106, № 4, 703—705.
- ✓ 3. Коржинский Д. С., 1937. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Всеросс. минер. о-ва, ч. 66, вып. 2.
4. Adams L. H., Gibson R. E., 1926. The compressibilities of dunite and of basalt glass and their bearing on the composition of the earth. Proc. nat. Acad. Sci. U. S., 12, 275—283.
5. Alderman A. R., 1936. Eclogites from the neighbourhood of Glenelg, Inverness-shire. Quart. Journ. Geol. Soc., London, 92, 488—530.
6. Andersen O., 1915 The system anorthite-forsterite-silica. Am. Journ. Sci., 4 th ser., 39, 407—454.
7. Anderson C. A., 1941. Volcanoes of the Medicine Lake Highland, California. Univ. Calif. Bull. Dept. Geol. Sci., 25, 347—422.
8. Angel F., 1957. Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. N. Jb. Min. Abh., 91, 151—192.
9. Aoki K., 1959. Petrology of alkali rocks of the Iki Islands and Higashimatsaura District, Japan. Sci. Repts. Tôhoku Univ., 3rd ser., 6, 261—310.
10. Atlas L., 1952. The polymorphism of  $MgSiO_3$  and solid-state equilibria in the system  $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ . Journ. Geol., 60, 125—147.
11. Ault W. U., Eaton J. P., Richter D. H., 1961. Lava temperatures in the 1959 Kilauea eruption and cooling lake. Bull. Geol. Soc. Am., 72, 791—794.
12. Bailey E. B., 1958. Some chemical aspects of south-west Highland Devonian igneous rocks. Bull. geol. Surv. Gt. Brit., No. 15, 20.
13. Bailey E. B., Clough C. T., Wright W. B., Richey J. E., Wilson G. V., 1924. Tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline, and Oban. Mem. geol. Surv. Scot., 445.
14. Baker D. R., 1955. Geology of the Edison area, Sussex County, New Jersey. Ph. D. thesis, Princeton Univ., 230.
- ✓ 15. Baragar W. R. A., 1960. Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador Trough. Bull. geol. Soc. Am., 71, 1589—1644.
16. Barnes V. E., 1930. Changes in hornblende at about 800° C. Am. Min., 15, 393—417.
- ✓ 17. Barth T. F. W., 1931a. Mineralogical petrography of Pacific lavas. Am. Journ. Sci., 5th ser., 21, 377—530.

18. Barth T. F. W., 1931*b*. Pyroxen von Hiva Oa, Marquesas-Inseln und die Formel titanhaltiger Augite. *N. Jb. Min. Geol., Beilage Bd. A.*, **64**, 217—224.
- ✓ 19. Barth T. F. W., 1936. The crystallization process of basalt. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **31**, 321—351.
20. Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P., 1939. *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin, Julius Springer, 422.
21. Birch F., 1952. Elasticity and constitution of the earth's interior. *Journ. geophys. Res.*, **57**, 227—286.
22. Birch F., LeCompte P., 1950. Temperature—pressure plane for albite composition. *Am., Journ. Sci.*, **258**, 209—217.
23. Bockris J. O'M., White J. L., Mackenzie J. D., 1959. *Physico-chemical measurements at high temperature*. London, Butterworths Scientific Publications, 394.
24. Bowen N. L. 1912. The binary system,  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (nephelinite, carnegite) —  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (anorthite). *Am. Journ. Sci.*, 4th ser., **33**, 551—573.
25. Bowen N. L., 1914. The ternary system diopside—forsterite—silica. *Ibid.*, **38**, 207—264.
26. Bowen N. L., 1915. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas. *Ibid.*, **40**, 161—185.
27. Bowen N. L., 1922*a*. Genetic features of alnoitic rocks from Isle Cadieux, Quebec. *Ibid.*, 5th ser., **3**, 1—34.
28. Bowen N. L., 1922*b*. The reaction principle in petrogenesis. *Journ. Geol.*, **30**, 177—198.
29. Bowen N. L., 1928. *The evolution of the igneous rocks*. Princeton, Princeton Univ. Press, 332.
30. Bowen N. L., 1945. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. *Am. Journ. Sci.*, **243A**, 75—89.
31. Bowen N. L., 1947. Magmas. *Bull. geol. Soc. Am.*, **58**, 263—280.
32. Bowen N. L., Andersen O., 1914. The binary system  $\text{MgO—SiO}_2$ . *Am. Journ. Sci.*, 4th ser., **37**, 487—500.
33. Bowen N. L., Schairer J. F., 1932. The system  $\text{FeO—SiO}_2$ . *Ibid.*, 5th ser., **24**, 177—213.
34. Bowen N. L., Schairer J. F., 1935. The system  $\text{MgO—FeO—SiO}_2$ . *Ibid.*, **29**, 151—217.
35. Bowen N. L., Schairer J. F., 1938. Crystallization equilibrium in nepheline-albite-silica mixtures with fayalite. *Journ. Geol.*, **46**, 397—411.
36. Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E., 1933. The system  $\text{CaO—FeO—SiO}_2$ . *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **26**, 193—284.
37. Bowen N. L., Tuttle O. F., 1949. The system  $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ . *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, 439—460.
38. Boyd F. R., 1959. Hydrothermal investigations of amphiboles. In *Researches in geochemistry* (ed. P. H. Abelson). New York, Wiley, 377—396.
39. Boyd F. R., England J. L., 1959. Experimentation at high pressures and temperatures. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **58**, 82—89.
40. Boyd F. R., England J. L., 1960*a*. Aluminous enstatite. *Ibid.*, **59**, 49—52.
41. Boyd F. R., England J. L., 1960*b*. The quartz—coesite transition. *Journ. geophys. Res.*, **65**, 749—756.
42. Boyd F. R., England J. L., 1960*c*. Apparatus for phase-equilibrium measurements at pressures up to 50 kb and temperatures up to 1,750°C. *Ibid.*, 741—748.

43. Boyd F. R., England J. L., 1961. Melting of silicates at high pressures. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **60**, 113—125.
44. Boyd F. R., Schairer J. F., 1957. The join  $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ . *Ibid.*, **56**, 223—225.
45. Brogger W. C., 1933. Die Eruptivgesteine des Oslogebietes. *Avhandl. Norske Videnskaps—Akad. Oslo. I. Mat. Naturv. Kl.*, No. 1, 147.
46. Brown G. M., 1957. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion East Greenland. *Miner. Mag.*, **31**, 511—543.
47. Brown G. M., 1961. Co-existing pyroxenes in igneous assemblages: a re-evaluation of the existing data on tieline orientations. *Geol. Mag.*, **98**, 333—343.
48. Buddington A. F., 1943. Some petrological concepts and the interior of the earth. *Am. Min.*, **28**, 119—127.
49. Buddington A. F., 1952. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic, and quartz-syenitic rocks. *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 37—84.
50. Buddington A. F., Fahey J., Vlissidis A., 1955. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. *Ibid.*, **253**, 497—532.
51. Chinner G. A., 1959. Garnet-cordierite parageneses. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **58**, 112—114.
52. Chinner G. A., Boyd F. R., England J. L., 1960. Physical properties of garnet solid solutions. *Ibid.*, **59**, 76—78.
53. Chinner G. A., Schairer J. F., 1960. The join 'grossularite'—'pyrope' at atmospheric pressure, and its bearing on the system  $CaO$ — $MgO$ — $Al_2O_3$ — $SiO_2$ . *Ibid.*, **59**, 72—76.
54. Chinner G. A., Schairer J. F., 1962. The join  $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ — $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$  and its bearing on the system  $CaO$ — $MgO$ — $Al_2O_3$ — $SiO_2$  at atmospheric pressure. *Am. Journ. Sci.*
55. Christie O. H. J., 1959. Crystallization experiments with alkali olivine basaltic glass from Egersund Norsk Geol. Tidsskr., **39**, 271—273.
56. Clark S. P., Jr., 1959. Equations of state and polymorphism at high pressures. In *Researches in geochemistry* (ed. P. H. Abelson). New York, Wiley, 495—511.
57. Clark S. P., Jr., 1961a. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite. *Am. Journ. Sci.*, **259**, 641—650.
58. Clark S. P., 1961b. Temperatures in the continental crust. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **60**, 187—190.
59. Coes L., Jr., 1955. High—pressure minerals. *Journ. Am. ceram. Soc.*, **38**, 298.
60. Daly R. A., 1933. *Igneous rocks and the depths of the earth*. New York, McGraw-Hill, 598.
61. Daly R. A., 1944. Volcanism and petrogenesis as illustrated in the Hawaiian Islands. *Bull. geol. Soc. Am.*, **55**, 1363—1400.
62. Dane E. B., Jr., 1941. Densities of molten rocks and minerals. *Am. Journ. Sci.*, **239**, 809—818.
63. Day A. L., Shepherd E. S., 1913. Water and volcanic activity. *Bull. geol. Soc. Am.*, **24**, 573—606.
64. Day A. L., Sosman R. B., Hostetter J. C., 1914. The determination of mineral and rock densities at high temperatures. *Am. Journ. Sci.*, 4th ser., **37**, 1—39.

65. De Roever W. P., 1940. Geological investigations in the southwestern Moëtis region (Netherlands Timor). Amsterdam, N. V. Noord-Hollandsche Vitgevers Maatschappij., 244.
66. De Roever W. P., 1956. Some differences between post-Paleozoic and older regional metamorphism. *Geol. en Mijnbouw*, n. s., **18**, 123—127.
67. Drever H. I., 1956. The geology of Ubekendt Ejland, West Greenland. Part II. The picritic sheets and dykes of the east coast. *Meddelelser om Grønland*, **137**, No. 4, 39.
68. Drever H. I., Johnston R., 1958. The petrology of picritic rocks in minor intrusions — a Hebridien group. *Trans. roy. Soc. Edinb.*, **63**, 459—499.
69. Eaton J. P., Murata K. J., 1960. How volcanoes grow. *Science*, **132**, 925—938.
70. Ernst W. G., 1960. The stability relations of magnesioriebeckite. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, **19**, 10—40.
71. Eskola P., 1921. On the eclogites of Norway. *Videnskapsselskapets-Skrifter I. Mat.-naturv. Kl.*, No. 8, 118.
72. Eskola P., 1958. On pressure. *Pros. Finnish Acad. Sci.*, 1—17.
73. Eugster H. P., 1959. Reduction and oxidation in metamorphism. In *Researches in geochemistry* (ed. P. H. Abelson). New York, Wiley, 397—426.
74. Evans J. W., 1925. Regions of tension. *Proc. geol. Soc. London*, **81**, part 2, pp. lxxx-cxxii.
75. Fairbairn H. W., et al., 1951. A cooperative investigation of precision and accuracy in chemical, spectrochemical and modal analysis of silicate rocks. *U. S. geol. Surv. Bull.*, **980**, 71.
76. Fenner C. N., 1929. The crystallization of basalts. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **18**, 225—253.
77. Fenner C. N., 1938. Olivine fourchites from Raymond Fosdick Mountains, Antarctica. *Bull. geol. Soc. Am.*, **49**, 367—400.
78. Fermor L. L., 1913. Preliminary note on garnet as a geological barometer and on an infra-plutonic zone in the earth's crust. *Res. geol. Surv. India*, **43**, part 1, 41—47.
79. Foster W. R., 1951. High-temperature X-ray diffraction study of the polymorphism of  $MgSiO_3$ . *Journ. Am. ceram. Soc.*, **34**, 255—259.
80. Francis G. H., 1955. Gedrite from Glen Urquhart, Inverness-shire. *Miner. Mag.*, **30**, 709—716.
81. Gilluly J., 1937. The water content of magmas. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **33**, 430—441.
82. Gisolf W. F., 1929. Les roches de Tahiti. *Koninkl. Akad. Wetenschap. Amsterdam.*, **32**, No. 8, 1032—1042.
83. Goldschmidt V. M., 1922. Über die Massenverteilung im Erdinnern, verglichen mit der Struktur gewisser Meteoriten. *Naturwissenschaften*, **42**, 1—3.
84. Goldschmidt V. M., 1954. *Geochemistry*. London. Oxford Univ. Press, 730.
85. Goranson R. W., 1928. The density of the Island of Hawaii and density distribution in the earth's crust. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **16**, 89—120.
86. Goranson R. W., 1937. Silicate-water systems. The osmotic pressure of silicate melts. *Am. Min.*, **22**, 485—490.
87. Goranson R. W., 1938. Silicate-water systems. Phase equilibria in the  $NaAlSi_3O_8-H_2O$  and  $KAlSi_3O_8-H_2O$  systems at high temperatures and pressures. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **35A**, 71—91.

88. Greenwood H. J., 1960. Water pressure and total pressure in metamorphic rocks. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **59**, 58—63.
89. Greig J. W., Barth T. F. W., 1938. The system  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$  (nephelite, carnegite) —  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$  (albite). *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **35A**, 93—112.
90. Greig J. W., Merwin H. E., Shepherd E. S., 1933. Notes on the volatile transport of silica. *Ibid.*, **25**, 61—73.
91. Greig J. W., Posnjak E., Merwin H. E., Sosman R. B., 1935. Equilibrium relationships of  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and oxygen. *Ibid.*, **30**, 239—316.
92. Greig J. W., Shepherd E. S., Merwin H. E., 1929. Melting granite and basalt in the laboratory. *Bull. geol. Soc. Am.*, **40**, 94—95.
- ✓ 93. Greig J. W., Shepherd E. S., Merwin H. E., 1931. Melting temperatures of granite and basalt. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **30**, 75—78.
94. Hallimond A. F., 1943. On the graphical representation of the calciferous amphiboles. *Am. Min.*, **28**, 65—89.
95. Hamilton D. L., Burnham C. W., 1961. Solubilities of water in a basaltic melt and effect of level of oxygen fugacity on crystallization of a water-saturated basaltic melt. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, **68**, 190—191.
96. Harker A., 1904. The Tertiary igneous rocks of Skye. *Mem. geol. Surv. U. K.*, 481.
- 96a. Harker A., 1909. *Natural History of igneous rocks*. New York, Macmillan, 384.
97. Harris P. G., Rowell J. A., 1960. Some geochemical aspects of the Mohorovičić discontinuity. *Journ. geophys. Res.*, **65**, 2443—2459.
98. Haüy R. J., 1822. *Traité de minéralogie*, 2, 2nd ed. Paris, Bachelier, 594.
99. Hazard J., 1895. Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. *Tschermak's min. u. petrog. Mitt.*, **14**, 297—310.
100. Hentschel H., 1937. Der Eklogit von Gilsberg im sächs. Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungsstufen. *Ibid.*, **49**, 42—88.
101. Herz N., 1951. Petrology of the Baltimore gabbro, Maryland. *Bull. geol. Soc. Am.*, **62**, 979—1016.
102. Hess H. H., 1938. A primary peridotite magma. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **35**, 321—344.
103. Hess H. H., 1941. Pyroxenes of common mafic magmas, part 2, *Am. Min.*, **26**, 573—594.
104. Hess H. H., 1952. Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions. *Am. Journ. Sci.*, Bowen vol., 173—187.
105. Hess H. H., 1960. Stillwater igneous complex, Montana. *Geol. Soc. Am., Mem.*, **80**, 230.
106. Hobbs W. H., 1906. On two new occurrences of the 'Cortlandt Series' of rocks within the state of Connecticut. In *Festschrift Harry Rosenbusch*. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 25—48.
107. Holmes A., 1926. Contributions to the theory of magmatic cycles. *Geol. Mag.*, **63**, 306—329.
108. Holmes A., 1927. Some problems of physical geology in the earth's thermal history. *Ibid.*, **64**, 263—278.
109. Holmes A., 1932. The origin of igneous rocks. *Ibid.*, **69**, 543—558.
110. Holmes A., 1942. A suite of volcanic rocks from south-west Uganda containing kalsilit (a polymorph of  $\text{KAlSiO}_4$ ). *Miner. Mag.*, **26**, 197—217.
- ✓ 111. Holmes A., Harwood H. F., 1929. The tholeiite dikes of the north of England. *Ibid.*, **22**, 1—52.

112. Holmes A., Narwood H. F., 1932. Petrology of the volcanic fields east and southeast of Ruwenzori, Uganda. *Quart. Journ. Geol. Soc., London.*, **88**, 370—442.
113. Holmes A., Harwood H. F., 1937. The volcanic area of Bufumbira. Part II. The petrology of the volcanic field of Bufumbira, south-west Uganda. *Mem. geol. Surv. Uganda*, No. 3, 300.
114. Hunt C. B., 1958. Structural and igneous geology of the La Sal Mountains, Utah. *U. S. geol. Surv. Professional Paper*, **2491**, 305—361.
115. Hytönen K., Schairer J. F., 1960. The system enstatite-anorthite-diopside. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **59**, 71—72.
116. Hytönen K., Schairer J. F., 1961. The plane enstatite-anorthite-diopside and its relation to basalts. *Ibid.*, **60**, 125—141.
117. Jagger T. A., 1947. Origin and development of craters. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **21**, 508.
118. Joly J., Poole J. H. J., 1927. On the nature and origin of the earth's surface structure. *Phil. Mag.*, 7th ser., **3**, 1233—1252.
119. Judd J. W., 1886. On the gabbros, dolerites, and basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, **42**, 49—97.
120. Kennedy G. C., 1948. Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks. *Am. Journ. Sci.*, **246**, 529—549.
121. Kennedy G. C., 1955. Some aspects of the role of water in rock melts. *Geol. Soc. Am., Special Paper.*, **62**, 489—504.
122. Kennedy G. C., 1956. Polymorphism in the feldspars at high temperatures and pressures. *Bull. geol. Soc. Am.*, **67**, 1711—1712.
123. Kennedy G. C., 1959. The origin of continents, mountain ranges, and ocean basins. *Am. Scientist.*, **47**, 491—504.
124. Kennedy G. C., 1961. Phase relations of some rocks and minerals at high temperatures and high pressures. *Advances in Geophys.*, **7**, 303—322.
125. Kennedy W. Q., 1931. On composite lava flows. *Geol. Mag.*, **68**, 166—181.
126. Kennedy W. Q., 1933. Trends of differentiation in basaltic magmas. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **25**, 239—256.
127. Kennedy W. Q., Anderson E. M., 1938. Crustal layers and the origin of magmas. *Bull. volcan.*, 2nd ser., **3**, 23—82.
128. Kolderup N. H., 1960. The relationship between Cambro-Silurian schists and the gneiss complex in the deep-Caledonides of Sogn and Fjordane, West Norway. *Guidebook to Excursion A-5, International Geological Congress, Oslo.*
129. Kuno H., 1950. Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. *Bull. geol. Soc. Am.*, **61**, 957—1020.
130. Kuno H., 1953. Formation of calderas and magmatic evolution. *Trans. Am. geophys. Un.*, **34**, 267—280.
131. Kuno H., 1959a. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. volcan.*, 2nd ser., **20**, 37—76.
132. Kuno H., 1959b. Discussion of paper by J. F., Lovering, 'The nature of the Mohorovičić discontinuity', *Journ. geophys. Res.*, **64**, 1071—1072.
133. Kuno H., 1960. High-alumina basalt. *Journ. Petrol.*, **1**, 121—145.
134. Kuno H., Yamasaki K., Iida C., Nagashima K., 1957. Differentiation of Hawaiian magmas. *Japan. Journ. Geol. Geog.*, **28**, 179—218.
135. Kushiro I., 1961. A possible origin of tholeiitic magma. *Ibid.*, **32**, 31—37.
136. Lacroix A., 1917. Sur la transformation de quelques roches éruptives basiques en amphibolites. *C. R.*, **164**, 969—974.

137. Larsen E. S., 1940. Petrographic province of central Montana. *Bull. geol. Soc. Am.*, **51**, 887—948.
138. Larsen E. S., 1942. Alkalic rocks of Iron Hill, Gunnison County, Colorado, U. S., *Geol. Surv., Professional Paper.*, **197A**, 64
139. Larsen E. S., Berman H., 1934. The microscopic determination of the non-opaque minerals. *U. S. geol. Surv. Bull.*, **848**, 2nd ed., 266.
140. Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S., 3rd, 1937. Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan Region, Colorado, *Am. Min.*, **22**, 889—905.
141. Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S., 1938. Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan Region, Colorado. *Ibid.*, **23**, 227—257.
142. Le Maitre R. W., 1959. The petrology of the volcanic rocks of Gough Island, South Atlantic. Ph. D. thesis, Cambridge Univ., 251.
143. Lemberg J., 1883. Zur Kenntniss der Bildung und Umwandlung von Silicaten. *Z. deut. geol. Ges.*, **35**, 557—618.
144. Lovering J. F., 1958. The nature of the Mohorovičić discontinuity. *Trans. Am. geophys. Un.*, **39**, 947—955.
145. Lovering J. F., 1959. Author's reply to the discussion by H. Kuno of 'The nature of the Mohorovičić discontinuity'. *Journ. geophys. Res.* **64**, 1073.
146. Macdonald G. A., 1944. The 1840 eruption and crystal differentiation in the Kilauean magma column. *Am. Journ. Sci.*, **242**, 177—189.
147. Macdonald G. A., 1949a. Hawaiian petrographic province. *Bull. geol. Soc. Am.*, **60**, 1541—1596.
148. Macdonald G. A., 1949b. Petrography of the Island of Hawaii. *U. S. geol. Surv., Professional Paper*, **214D**, 51—96.
149. Macdonald G. A., 1953. Pahoehe, aa, and block lava. *Am. Journ. Sci.*, **251**, 169—191.
150. Macdonald G. A., 1954. Activity of Hawaiian volcanoes during the years 1940—1950. *Bull. volcan.*, 2nd ser., **15**, 119—179.
151. Macdonald G. A., 1955. Hawaiian volcanoes during 1952. *U. S. geol. Surv. Bull.*, **1021B**, 15—108.
152. Macdonald G. A., Davis D. A., Cox D. C., 1960. Geology and ground-water resources of the Island of Kauai, Hawaii. *Bull. Division of Hydrography, State of Hawaii*, No. 13, 212.
153. Macdonald G. A., Eaton J. P., 1955. Hawaiian volcanoes during 1953. *U. S. geol. Surv. Bull.*, **1021D**, 127—166.
154. Macdonald G. A., Katsura T., 1961. Variations in the lava of the 1959 eruption in Kilauea Iki. *Pacific Sci.*, **15**, 358—369.
155. Macdonald G. A., Powers H. A., 1946. Contribution to the petrography of Haleakala volcano, Hawaii. *Bull. geol. Soc. Am.*, **57**, 115—124.
156. Mathews W. H., 1951. A useful method for determining approximate composition of fine-grained igneous rocks. *Am. Min.*, **36**, 92—101.
157. Miyashiro A., 1960. Thermodynamics of reactions of rock-forming minerals with silica. Part I, Free energies of reactions and their petrogenetic significance. *Japan. Journ. Geol. Geog.*, **31**, 71—78.
158. Muan A., 1955. Phase equilibria in the system  $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . *Journ. Metals.*, **7**, 1—12.
159. Muan A., 1958. Phase equilibria at high temperatures in oxide systems involving changes in oxidation states. *Am. Journ. Sci.*, **256**, 171—207.
160. Muan A., Osborn E. F., 1956. Phase equilibria at liquidus temperatures in the system  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . *Journ. Am. ceram. Soc.*, **39**, 121—140,

161. Muir I. D., 1951. The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, eastern Greenland. *Miner. Mag.*, **29**, 690—714.
162. Muir I. D., 1954. Crystallization of pyroxenes in an iron-rich diabase from Minnesota. *Ibid.*, **30**, 376—388.
163. Muir I. D., Tilley C. F., 1958. The compositions of coexisting pyroxenes in metamorphic assemblages. *Geol. Mag.*, **95**, 403—408.
164. Muir I. D., Tilley C. E., 1961. Mugearites and their place in alkali igneous rock series. *Journ. Geol.*, **69**, 186—203.
- ✓ 165. Muir I. D., Tilley C. E., 1962. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. 2. The tholeiitic basalts of Mauna Loa and Kilauea. *Am. Journ. Sci.*
- ✓ 166. Muir I. D., Tilley C. E., Scoon J. H., 1957. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. 1. The picrite basalts of Kilauea. *Am. Journ. Sci.*, **255**, 241—253.
167. Murata K. J., 1960. A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks. *Am. Journ. Sci.*, **258A**, 247—252.
168. Neumann H., Mead J., Vitaliano C. J., 1954. Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochim. et Cosmoch. Acta.*, **6**, 90—99.
- ✓ 169. Nockolds S. R., 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. geol. Soc. Am.*, **65**, 1007—1032.
170. Nurse R. W., Midgley H. G., 1953. Studies on the melilite solid solutions. *Journ. Iron. Steel Inst. London*, **174**, 121—131.
171. Ödman O. H., 1932. Mineragraphic study on the opaque minerals in the lavas from Mt. Elgon, Britist East Africa. *Geol. Fören. i Stockh. Förh.*, **54**, 285—304.
172. O'Hara M. J., 1960. A garnet-hornblende-pyroxene rock from Glenelg, Inverness-shire. *Geol. Mag.*, **97**, 145—156.
173. Osborn E. F., 1942. The system  $\text{CaSiO}_3$ —diopside—orthite. *Am. Journ. Sci.*, **240**, 751—788.
174. Osborn E. F., 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Ibid.*, **257**, 609—647.
175. Osborn E. F., Muan A., 1960. Phase-equilibrium diagrams of oxide systems. Plate 2. The system  $\text{CaO—MgO—SiO}_2$ . *Am. ceram. Soc.*, Special Publication.
176. Osborn E. F., Schairer J. F., 1941. The ternary system pseudowollastonite-akermanite-gehlenite. *Am. Journ. Sci.*, **239**, 715—763.
177. Osborn E. F., Tait D. B., 1952. The system diopside—forsterite—orthite. *Ibid.*, Bowen vol., 413—433.
- ✓ 178. Phemister T. C., 1934. The role of water in basaltic magma. *Ischermak's miner. u. petrog. Mitt.*, **45**, 19—77, 99—132.
179. Poldervaart A., 1953. Metamorphism of basaltic rocks: a review. *Bull. geol. Soc. Am.*, **64**, 259—274.
- ✓ 180. Poldervaart A., 1957. Possible nature of deep oceanic crust. *Ibid.*, **68**, 1782.
181. Powers H. A., 1931. Chemical analyses of Kilauea lavas. *Volcano Letter*, No. 362, 1—2.
182. Powers H. A., 1932. The lavas of the Modoc Lava-Bed quadrangle, California. *Am. Min.*, **17**, 253—294.
- ✓ 183. Powers H. A., 1935. Differentiation of Hawaiian lavas. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **30**, 57—71.
184. Powers H. A., 1955. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands. *Geochim. et Cosmoch. Acta.*, **7**, 77—107.

185. Prince A. T., 1943. The system albite-anorthite-sphene. *Journ. Geol.*, **51**, 1—16.
186. Quensel P. D., 1912. Die Geologie der Juan Fernandezinseln. *Bull. Geol. Uppsala*, **11**, 252—290.
187. Ramberg H., 1952. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago. Univ. of Chicago Press, 317.
188. Ramdohr P., 1940. Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. *Abh. preuss. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl.*, 43.
189. Ricker R. W., 1952. Phase equilibria in the quaternary system  $\text{CaO—MgO—FeO—SiO}_2$ . Ph. D. thesis Pennsylvania State Univ.
- ✓ 190. Ringwood A. E., 1960. Some aspects of the thermal evolution of the earth. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, **20**, 241—259.
191. Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. J. F., 1957. Experimental determination of jadeite stability relations to 25 000 bars. *Am. Journ. Sci.*, **255**, 115—137.
192. Roedder E., 1951. Low-temperature liquid immiscibility in the system  $\text{K}_2\text{O—FeO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ . *Am. Min.*, **36**, 282—286.
- ✓ 193. Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T., 1954. Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. *Ibid.*, **39**, 693—737.
194. Ross C. S., Hendricks S. B., 1945. Minerals of the montmorillonite group. *U. S. geol. Surv., Professional Paper*, **205B**, 23—79.
195. Roy D. M., Roy R., 1955. Synthesis and stability of minerals in the system  $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ . *Am. Min.*, **40**, 147—178.
196. Rubey W. W., 1951. Geologic history of sea water, an attempt to state the problem. *Bull. geol. Soc. Am.*, **62**, 1111—1147.
197. Sahama Th. G., Meyer A., 1958. Study of the volcano Nyiragongo. A progress report. Exploration of Albert National Park. Institute of the National Parks of the Belgian Congo. Mission for the Study of Volcanoes VIII, part 2, 85.
198. Schairer J. F., 1942. The system  $\text{CaO—FeO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ . I. Results of quenching experiments on five joins. *Journ. Am. ceram. Soc.*, **25**, 241—274.
199. Schairer J. F., 1950. The alkali-feldspar join in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$ . *Journ. Geol.*, **58**, 512—517.
200. Schairer J. F., 1954. The system  $\text{K}_2\text{O—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ : I. Results of quenching experiments on four joins in the tetrahedron cordierite-forsterite-leucite-silica and on the join cordierite-mullite-potash feldspar. *Journ. Am. ceram. Soc.*, **37**, 501—533.
201. Schairer J. F., 1957. Melting relations of the common rock-forming oxides. *Ibid.*, **40**, 215—235.
202. Schairer J. F., Bowen N. L., 1935. Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkali feldspars and silica. *Trans. Am. geophys. Un. 16th Annual Meeting*, 325—328.
203. Schairer J. F., Bowen N. L., 1947. The system leucite-diopsid-silica. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **35A**, 289—309.
204. Schairer J. F., Bowen N. L., 1947. The system anorthite-leucite-silica. *Bull. Soc. geol. Finl.*, **20**, 67—87.
205. Schairer J. F., Morimoto N., 1958. Systems with rock-forming olivines, pyroxenes and feldspars. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **57**, 212—213.
206. Schairer J. F., Morimoto N., 1959. The system forsterite-diopside-albite. *Ibid.*, **58**, 113—118.
207. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., 1958. The quaternary system  $\text{Na}_2\text{O—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ . *Ibid.*, **57**, 210—212.

208. Schairer J. F., Yoder H. S., 1960a. The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline-diopside-silica. *Am. Journ. Sci.*, **258A**, 273—283.
209. Schairer J. F., Yoder H. S., 1960b. The system albite-forsterite-silica. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **59**, 69—70.
210. Schairer J. F., Yoder H. S., 1961. Crystallization in the system nepheline-forsterite-silica at 1 atmosphere pressure. *Ibid.*, **60**, 141—144.
211. Shand S. J., 1930. Limestone and the origin of feldspathoidal rocks, an aftermath of the Geologica Congress. *Geol. Mag.*, **67**, 415—427.
212. Shand S. J., 1933. The lavas of Mauritius. *Quart. Journ. Geol. Soc., London.*, **89**, 1—13.
213. Shand S. J., 1943. *Eruptive rocks*. New York, Wiley, 444.
214. Shepherd E. S., 1938. The gases in rocks and some related problems. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **35A**, 311—351.
215. Shepherd E. S., Rankin G. A., Wright F. E., 1909. The binary systems of alumina with silica, lime and magnesia. *Ibid.*, **28**, 293—333.
216. Simpson E. S. W., 1954. On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks, *Geol. Mag.*, **91**, 238—244.
217. Sosman R. B., Hostetter J. C., 1915. The reduction of iron oxides by platinum, with a note on the magnetic susceptibility of iron-bearing platinum. *Journ. Wash. Acad. Sci.*, **5**, 293—303.
218. Sosman R. B., Merwin H. E., 1913. Data on the intrusion temperature of the Palisade diabase. *Ibid.*, **3**, 389—395.
219. Subramaniam A. P., 1956. Mineralogy and petrology of the Sittampundi Complex, Salem District, Madras State, India. *Bull. geol. Am.*, **67**, 317—390.
220. Sutton J., Watson J., 1951. Varying trends in the metamorphism of dolerites. *Geol. Mag.*, **88**, 25—35.
221. Taubeneck W. H., Poldervaart A., 1960. Geology of the Elkhorn Mountains, northeastern Oregon, Part 2. Willow Lake Intrusion. *Bull. geol. Soc. Am.*, **71**, 1295—1322.
222. Thilo E., Rogge G., 1939. Chemische Untersuchungen von Silikaten. VIII. Mitt., Über die thermische Umwandlung des Anthophyllits  $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$ . Über die Polymorphie des Magnesium Metasilikates und über den Mechanismus der Umwandlung von Anthophyllit und Talc beim Erhitzen. *Ber. deut. chem. Ges.*, **72B**, 341—362.
223. Tilley C. E., 1921. The granite-gneisses of southern Eyre peninsula (South Australia) and their associated amphibolites. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, **87**, 75—134.
224. Tilley C. E., 1936. The paragenesis of kyanite eclogites. *Miner. Mag.* **24**, 422—432.
225. Tilley C. E., 1947. The dunite-mylonites of St. Paul's Rocks (Atlantic). *Am. Journ. Sci.*, **245**, 483—491.
226. Tilley C. E., 1950. Some aspects of magnatic evolution. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, **106**, 37—61.
227. Tilley C. E., 1960. Differentiation of Hawaiian basalts. Some variants in lava suites of dated Kilauean eruptions. *Journ. Petrol.*, **1**, 47—55.
228. Tilley C. E., 1961. The occurrence of hypersthene in Hawaiian basalts. *Geol. Mag.*, **98**, 257—260.
229. Tilley C. E., Gittins J., Scoon J. H., 1961. Igneous nepheline-bearing rocks of the Haliburton-Bancroft Province of Ontario. *Journ. Petrol.*, **2**, 38—48.

230. Tilley C. E., Harwood H. F., 1931. The dolerite-chalk contact of Scawt Hill, Co. Antrim. The production of basic alkali rocks by the assimilation of limestone by basaltic magma. *Miner. Mag.*, **22**, 439—468.
231. Tilley C. E., Henry N. F. M., 1953. Latiumite (sulphatic potassium-calcium-aluminium silicate), a new mineral from Albano, Latium, Italy. *Ibid.*, **30**, 39—45.
232. Tilley C. E., Scoon J. H., 1961. Differentiation of Hawaiian basalts. Trends of Mauna Loa and Kilauea historic magma. *Am. Journ. Sci.*, **259**, 60—68.
233. Tilley C. E., Vincent H. C. G., 1937. The paragenesis of kyanite-amphibolites. *Miner. Mag.*, **24**, 555—568.
234. Tilley C. E., Vincent H. C. G., 1938. Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones. *Geol. Mag.*, **75**, 81—86.
235. Tomita T., 1935. On the chemical compositions of the Cenozoic alkaline suite of the circum-Japan sea region. *Journ. Shanghai Sci., Inst., sect., III*. 227.
236. Tröger W. E., 1935. *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine* Berlin. Deutsche Mineralogische Gesellschaft, 360.
237. Tröger W. E., 1938. *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine* (1. Nachtrag). *Fortschr. Miner. Krist. u. Petrog.*, **23**, 41—90.
238. Turner F. J., Verhoogen J., 1960. *Igneous and metamorphic petrology*. New York. McGraw-Hill, 694.
239. Tuttle O. F., 1949. Two pressure vessels for silicate-water studies. *Bull. geol. Soc. Am.*, **60**, 1727—1729.
240. Tuttle O. F., Bowen N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Am. Mem.*, **74**, 153.
241. Tuve M. A., Tatel H. E., Hart D. J., 1954. Crustal structure from seismic exploration. *Journ. geophys. Res.*, **59**, 415—422.
242. Tyrrell G. W., 1926. *Principles of petrology*. London. Methuen and Co., 349.
243. Urry W. D., 1949. Significance of radioactivity in geophysics-thermal history of the earth. *Trans. Am. geophys. Un.*, **30**, 171—180.
244. Verhoogen J., 1954. Petrological evidence on temperature distribution in the mantle of the earth. *Ibid.*, **35**, 85—92.
245. Verhoogen J., 1960. Temperatures within the earth. *Am. Scientist*, **48**, 134—159.
246. Vogt J. H. L., 1921. The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. *Journ. Geol.*, **29**, 318—350, 426—443, 515—539, 627—649.
247. Vogt Th., 1927. *Sulitelmafeltets Geologi og Petrografi*. Norg. Geol. Undersøkelse, **121**, 560.
248. Von Eckermann H., 1938. The anorthosite and kenningite of the Nordingrå-Rödö Region. A contribution to the problem of the anorthosites. *Geol. Fören. i Stockh. Förh.*, **60**, 243—284.
249. Wager L. R., 1956. A chemical definition of fractionation stages as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean, and other basic lavas. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, **9**, 217—248.
250. Wager L. R., 1960a. The relationship between the fractionation stage of basalt magma and the temperature of the beginning of its crystallization. *Ibid.*, **20**, 158—160.
251. Wager L. R., 1960b. The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion and a reestimation of the average composi-

- tion of the hidden layered series and of the successive residual magmas. *Journ. Petrol.*, **1**, 364—398.
252. Wager L. R., 1961. A note on the origin of ophitic texture in the chilled olivine gabbro of the Skaergaard intrusion. *Geol. Mag.*, **98**, 353—366.
253. Wager L. R., Brown G. M., Wadsworth W. J., 1960. Types of igneous cumulates. *Journ. Petrol.*, **1**, 73—85.
254. Wager L. R., Deer W. A., 1939. The petrology of the Skaergaard intrusion. Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddelelser om Grønland*, **105**, No. 4, 352.
255. Wagner P. A., 1928. The evidence of the kimberlite pipes on the constitution of the outer part of the earth. *S. Afr. Journ. Sci.*, **25**, 127—148.
256. Walker F., 1930. The geology of the Shiant Isles (Hebrides). *Quart. Journ. geol. Soc. Lond.*, **86**, 355—398.
257. Walker F., 1957. Ophitic texture and basaltic crystallization. *Journ. Geol.*, **65**, 1—14.
258. Walker F., Poldervaart A., 1949. Karroo dolerites of the Union of South Africa. *Bull. geol. Soc. Am.*, **60**, 591—706.
259. Walker F., Vincent H. C. G., Mitchell R. L., 1952. The chemistry and mineralogy of Kinkell tholeiite, Stirlingshire. *Miner. Mag.* **29**, 895—908.
260. Washington H. S., 1896. The magmatic alteration of hornblende and biotite. *Journ. Geol.*, **4**, 257—282.
261. Washington H. S., 1906. The Roman comagmatic region. *Carnegie Inst. Wash. Publ.*, **57**, 199.
262. Washington H. S., 1920. The rhyolites of Lipari. *Am. Journ. Sci.*, 4th ser., **50**, 446—462.
263. Washington H. S., 1922. Isostasy and rock density. *Bull. geol. Soc. Am.*, **33**, 375—410.
264. Washington H. S., 1923a. Petrology of the Hawaiian Islands. I. Kohala and Mauna Kea, Hawaii. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **5**, 465—502.
265. Washington H. S., 1923b. Petrology of the Hawaiian Islands. II. Hualalai and Mauna Loa. *Ibid.*, **6**, 100—126.
266. Washington H. S., 1923c. Petrology of the Hawaiian Islands. III. Kilauea and general petrology of Hawaii. *Ibid.*, 338—367.
267. Washington H. S., 1923d. Petrology of the Hawaiian Islands. IV. The formation of Aa and Pahoe-hoe. *Ibid.*, 409—423.
268. Washington H. S., 1923e. The density of the earth as calculated from the densities of Mauna Kea and Haleakala. *Journ. Wash. Acad. Sci.*, **13**, 453—456.
269. Washington H. S., 1930. The petrology of St. Paul' rocks. Report on the geological collections made during the voyage of the *Quest* on the Shackleton-Rowett expedition, 1921—1922. *British Museum (Natural History)*, chap. xii, 19.
270. Washington H. S., Keyes M. G., 1928. Petrology of the Hawaiian Islands. VI. Maui. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **15**, 199—220.
271. Washington H. S., Merwin H. E., 1922. Mineralogy. Augite of Haleakala, Maui, Hawaiian Islands. *Ibid.*, **3**, 117—122.
272. Washington H. S., Merwin H. E., 1923. Augite of the Alban Hills, Italy. *Am. Min.*, **8**, 104—110.
273. Waters A. C., 1955. Volcanic rocks and the tectonic cycle. *Geol. Soc. Am., Special Paper.*, **62**, 703—722.

274. Wentworth C. K., 1926. Pyroclastic geology of Oahu. Bull. Bernice P. Bishop Museum, **30**, 121.
275. Wentworth C. K., Winchell H., 1947. Koolau basalt series, Oahu, Hawaii. Bull. geol. Soc. Am., **58**, 49—77.
276. Weyberg Z., 1912. Materialien zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der gesteinbildenden Glimmer. N. Ib. Min. Geol., **1**, 396—402.
277. Wilcox R. E., Poldervaart A., 1958. Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roen Mountain area, North Carolina. Bull. geol. Soc. Am., **69**, 1323—1368.
278. Wilkinson J. F. G., 1956. Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma. Am. Min., **41**, 724—743.
279. Williams G. H., 1895. The general relations of the granitic rocks in the middle Atlantic piedmont plateau. Annu. Rep. U. S. geol. Surv., **15**, 755.
280. Williams H., 1933. Geology of Tahiti, Moorea, and Maiao. Bull. Bernice P. Bishop Museum., **105**, 89.
281. Winchell H., 1947. Honolulu series, Oahu, Hawaii. Bull. geol. Soc. Am., **58**, 1—48.
282. Winkler H. G. F., 1954. Synthese von Hornblende und Biotit. Naturwissenschaften, **24**, 574—575.
283. Winkler H. G. F., von Platen H., 1960. Experimentelle. Gesteinsmetamorphose. III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. Geochim. et Cosmoch. Acta, **18**, 294—316.
284. Wiseman J. D. H., 1934. The central and southwest Highland epidiorites, a study in progressive metamorphism. Quart. Journ. geol. Soc. Lond., **90**, 354—417.
285. Wones D. R., 1960. Phase relations of the biotites. Ph. D. thesis, Mass. Inst. Tech., 155.
286. Wright W. I., 1938. The composition and occurrence of garnets. Am. Min., **23**, 436—449.
287. Wyart J., Sabatier G., 1957. Sur la fusion des roches éruptives et en particulier du granite. Bull. Soc. franç. minéral. et crist., **80**, 399—401.
288. Wyllie P. J., 1960. The system CaO—MgO—FeO—SiO<sub>2</sub> and its bearing on the origin of ultrabasic and basic rocks. Miner. Mag., **32**, 459—470.
289. Yagi K., 1953. Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin. Bull. geol. Soc. Am., **64**, 769—810.
290. Yoder H. S., Jr., 1950a. High-low quartz inversion up to 10 000 bars. Trans. Am. geophys. Un., **31**, 827—835.
291. Yoder H. S., 1950b. The jadeite problem. Am. Journ. Sci., **248**, 225—248, 312—334.
292. Yoder H. S., 1952a. The MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O system and the related metamorphic facies. Ibid., Bowen vol., 569—627.
293. Yoder H. S., 1952b. Change of melting point of diopside with pressure. Journ. Geol., **60**, 364—374.
294. Yoder H. S., 1954. Synthetic basalt. Carnegie Inst. Wash. Yearb., **53**, 106—107.
295. Yoder H. S., 1955. Role of water in metamorphism. Geol. Soc. Am. Special Paper., **62**, 505—524.
296. Yoder H. S., 1958. Effect of water on the melting of silicates. Carnegie Inst. Wash. Yearb., **57**, 189—191.
297. Yoder H. S., Chinner G. A., 1960. Almandite-pyrope-water system at 10 000 bars. Ibid., **59**, 81—84.

298. Yoder H. S., Eugster H. P., 1954. Phlogopite synthesis and stability range. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, **6**, 157—185.
299. Yoder H. S., Eugster H. P., 1955. Synthetic and natural muscovites. *Ibid.*, **8**, 225—280.
300. Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. R., 1957. Ternary feldspars. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **56**, 206—214.
- ✓ 301. Yoder H. S., Tilley C. E., 1956. Natural tholeiite basalt-water system. *Ibid.*, **55**, 169—171.
- ✓ 302. Yoder H. S., Tilley C. E., 1957. Basalt magmas. *Ibid.*, **56**, 156—161.
303. Zies E. G., 1960. Chemical analyses of two pantellerites. *Journ. Petrol.*, **1**, 304—308.

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	5
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	9
ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАВШИХСЯ ПРИРОДНЫХ БАЗАЛЬТОВ	14
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БЕЗВОДНЫХ УСЛОВИЯХ . . . . .	40
ПРИМЕНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ К ПРОСТОЙ БАЗАЛЬТОВОЙ СИСТЕМЕ . . . . .	71
ВОЗМОЖНЫЕ ПЕРЕХОДЫ МЕЖДУ ГЛАВНЫМИ ТИПАМИ МАГМ	83
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ . . . . .	118
ПРИМЕНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИССЛЕ- ДОВАНИЙ . . . . .	149
ЭКЛОГИТЫ . . . . .	168
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	230

*Г. С. Йодер, К. Э. Тилли*

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Редактор *Т. И. Никифорова*

Художник *В. П. Заикина*. Художественный редактор *Е. И. Подмарькова*  
Технический редактор *Е. С. Потапенкова*. Корректор *Т. П. Пашковская*

Сдано в производство 24/III 1965 г. Подписано к печати 1/VI 1965 г.  
Бумага 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>-7,75 бум. л. 15,5 печ. л. Уч.-изд. л. 15,97. Изд. № 5/2999.  
Цена 1 р. 27 к. Зак. 1370. (Темплан 1965 г. Изд-ва «Мир», пор. № 153)

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» Москва, 1-й Рижский пер., 2

---

Ленинградская типография № 2 имени Евгении Соколовой  
Главполиграфпрома  
Государственного комитета Совета Министров СССР по печати  
Измайловский проспект, 29.

14

5321