

Академия наук  
СССР



В. А. Пугин, Н. И. Хитаров

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ  
ПЕТРОЛОГИЯ  
ГЛУБИННОГО  
МАГМАТИЗМА

Издательство «Наука»



Академия наук СССР

Ордена Ленина Институт геохимии  
и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского

В. А. Пугин, Н. И. Хитаров

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ ГЛУБИННОГО МАГМАТИЗМА

2771



Издательство  
"Наука"  
Москва  
1978



Экспериментальные исследования при высоких давлениях и температурах, возникшие в начале 60-х годов, получили бурное развитие к концу десятилетия. Однако уже в начале 60-х годов Г.С. Йодером и К.Э. Тилли сделано крупное обобщение по вопросам петрологии базальтовых магм. Со времени выхода в свет работы Г.С. Йодера и К.Э. Тилли "Происхождение базальтовых магм" прошло более 15 лет<sup>1</sup>. За этот период значительно пополнилась информация геохимического, петрографического, петрологического и экспериментального направлений исследований по проблеме состава верхней мантии, источников магматических расплавов, причин и условий их возникновения и развития. Накопленный к настоящему времени материал исследований позволяет с большей долей определенности высказаться по изучаемой проблеме, освободиться от ряда гипотез и предположений, основанных на ошибочных или недостаточных данных предыдущих исследований.

Экспериментальные методы исследования вещества при высоких давлениях и температурах в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР в лаборатории магматогенных процессов позволили внести определенный вклад в разработку проблемы источника и эволюции магматических расплавов.

Сущность проблемы заключается в том, чтобы установить схему эволюции магматических расплавов и на ее основе приблизиться к первоисточнику, т.е. дать оценку состава вещества мантии. Экспериментальное исследование всех основных разновидностей пород может выявить генетическое родство между ними и указать на вероятный источник их возникновения в конкретных условиях температур и давлений или глубин. Полученные нами экспериментальные данные и данные, полученные другими исследователями, позволяют провести широкое обобщение при разработке схемы эволюции магматических расплавов и дать оценку состава вещества верхней мантии. В общей проблеме установления источника магматических расплавов и их эволюции можно выделить два основных аспекта этой проблемы.

1. Плавление и эволюция природных силикатных систем в условиях высоких давлений и температур с естественным содержанием летучих компонентов, зафиксированных при их образовании.

2. Плавление и эволюция силикатных систем с искусственным переменным количеством летучих компонентов.

В настоящей работе детально будет рассмотрен первый аспект этой проблемы.

---

<sup>1</sup> В 1976 г. опубликована новая работа Г.С. Йодера "Происхождение базальтовых магм".

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ

<i>Al</i> - альбит	<i>K-sp</i> - калиевый поле- вой шпат
<i>Ac</i> - акмит	<i>Ks</i> - кальсилит
<i>Alm</i> - алмаз	<i>Ky</i> - кианит
<i>An</i> - анортит	<i>L</i> - расплав
<i>Ap</i> - апатит	<i>Mg</i> - Чермак-магние- вая молекула
<i>B</i> - брусит	<i>Mu</i> - муллит
<i>Ca</i> - Чермак-каль- циевая молекула	<i>Ne</i> - нефелин
<i>Sen</i> - клиноэнстатит	<i>Ol</i> - оливин
<i>Cor</i> - корунд	<i>Omf</i> - омфацит
<i>Cpx</i> - клинопироксен	<i>Opx</i> - ортопироксен
<i>Di</i> - диопсид	<i>Or</i> - ортоклаз
<i>En</i> - энстатит	<i>Pl</i> - плагиоклаз
<i>Fa</i> - фаялит	<i>Pr</i> - периклаз
<i>Fo</i> - форстерит	<i>Px</i> - пироксен
<i>Fs</i> - ферросилит	<i>Py</i> - пироп
<i>Gr</i> - гранат	<i>Q</i> - кварц
<i>Gross</i> - гроссуляр	<i>Srp</i> - серпентин
<i>Gl</i> - стекло	<i>Sil</i> - силлиманит
<i>Hu</i> - гиперстен	<i>T</i> - тальк
<i>Ilm</i> - ильменит	
<i>Jd</i> - жадеит	

## СОКРАЩЕННЫЕ НАЗВАНИЯ ПОРОД

<i>Адам</i> - адамелит	<i>Лейц</i> - лейцититы
<i>Анд</i> - андезит	<i>Лейц, тефр</i> - лейцитовые тефриты
<i>Анор</i> - анортозит	<i>Лип</i> - липариты
<i>Баз</i> - базальт	<i>Неф</i> - нефелиниты
<i>Баз, Анд</i> - базальтовый андезит	<i>Ок, тол</i> - океанические толеиты
<i>Баз, Ах</i> - базальтовый ахондрит	<i>Ол, Тол</i> - оливиновый толеит
<i>Баз, Тол</i> - базальтовый толеит	<i>Ол, Баз</i> - оливиновый ба- занит
<i>В. Баз</i> - высокоглино- земистый базальт	<i>Омф, Габ</i> - омфацитовое габбро
<i>В, Кв, Тол</i> - высокогли- ноземистый кварцевый толеит	<i>Пл, Экл</i> - плагиоклазовый эклогит (P]-эклогит)
<i>В, Тол</i> - высокоглинозе- мистый толеит	<i>Пл, Пир</i> - плагиоклазовый пиролит
<i>Габ</i> - габбро	<i>Пер</i> - перидотит
<i>Гав</i> - гаванты	<i>Пир</i> - пиролит
<i>Гр</i> - гранит	<i>Пр, Пир</i> - пироксеновый пиролит
<i>Г, гран</i> - гранатовый гранулит	<i>Пик</i> - пикрит
<i>Г, пер</i> - гранатовый перидотит	<i>Пр</i> - пироксенит
<i>Габ, Сиен</i> - габбро-сиенит	<i>Пр (Вер)</i> - пироксенит (верлит)
<i>Дац</i> - дацит	<i>Риол</i> - риолит
<i>Дун, Гарцб</i> - дунит-гарц- бургит	<i>Тол</i> - толеит
<i>Кв, кварц, Экл</i> - кварц-киа- нитовый эклогит	<i>Трах</i> - трахиты
<i>Кв, тол</i> - кварцевый толеит	<i>Тефр</i> - тефриты
<i>Кар, хонд</i> - карбонатные хондриты	<i>Фон</i> - фонолиты
<i>Ко</i> - коэсит	<i>Хондр</i> - хондриты
<i>Лер</i> - лерцолиты	<i>Шп, Лер</i> - шпинелевый лерцолит
	<i>Щ, Бал</i> - щелочной базальт
	<i>Щ, Ол, Баз</i> - щелочные оли- виновые базальты
	<i>Экл</i> - эклогит

## ВЕЩЕСТВО ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В проблеме происхождения базальтовых магм установлены и стали очевидными три факта: источником базальтовых магм является вещество верхней мантии; плотность пород верхней мантии выше плотности пород земной коры и переход к породам мантии по данным геофизических исследований характеризуется резким скачком в их плотности; граница разделов земная кора — верхняя мантия, получившая название границы Мохоровичича, под континентами расположена на значительно больших глубинах, чем под корой океанов. Однако до настоящего времени достоверно неизвестен химический и минеральный состав мантии. При решении вопроса о происхождении базальтовых магм знание химического и минерального состава вещества мантии является решающим условием. Существует два аспекта познания вещества мантии: петрологический и геохимический.

ВЕЩЕСТВО МАНТИИ  
ПО ДАННЫМ ПЕТРОЛОГИИ

Петрологические представления о составе вещества мантии базируются на данных геофизического зондирования глубин Земли, на геолого-петрографическом и химическом изучении предполагаемых пород и минералов мантии и на экспериментальном моделировании глубинных пород и минералов в условиях высоких давлений и температур. Петрографические и химические исследования о составе вещества мантии, базирующиеся на изучении ксенолитов, вынесенных на поверхность Земли в результате тех или иных взрывных процессов, не исключают возможность существования в верхней мантии широкого ряда пород от основного до ультраосновного состава. Однако методом исключения ряд пород, который в одно и то же время мог бы представлять вещество мантии и быть источником базальтового магматизма, может быть значительно ограничен. В первую очередь исключению подлежат породы, не способные выделить при своем плавлении расплавы, отвечающие тем или иным базальтовым магмам. Такие породы Боуэн [1] называл "пустыми" остатками, которые, по его мнению, образуются при кристаллизационной дифференциации расплавов или выплавлении из вещества мантии. Прежде всего к породам подобного типа относятся одноминеральные породы, такие как дуниты и анортозиты, а среди двухминеральных —

гарьбургиты, верлиты и трактолиты. Рассмотрение только с позиций петрохимических возможностей пород уже показывает, что вещество мантии, выступающее в роли источника базальтовых магм, может быть представлено из всех известных в петрографии основных и ультраосновных пород только эклогитами, которые являются по своему химическому составу аналогами базальтов или габбро, или гранатовыми перидотитами, являющиеся аналогами лерцолитов. В этой паре пород следует отдать предпочтение гранатовым перидотитам, так как эклогиты, являясь аналогами базальтовых составов, по-видимому, могут быть только продуктами метаморфизма базальтов и габбро, ранее выплавившихся из вещества мантии. Петрохимическое заключение, ограничивающее состав источника базальтовых магм в мантии только двумя типами пород, может быть подвергнуто дальнейшему анализу с целью его конкретизации. Более конкретный ответ или по крайней мере ответ с большим количеством "за" или "против" можно получить, рассматривая этот вопрос в комплексе с геофизическими и экспериментальными исследованиями.

#### ЭКЛОГИТОВАЯ МАНТИЯ

В результате сложившихся ранее представлений эклогитом называется порода, состоящая из граната и моноклинного пироксена с жадеитовой составляющей, т.е. омфацита. В настоящее время понятие "эклогит" расширено за счет возможного присутствия в них других минералов, таких как кварц, кианит, гиперстен. В результате в природе могут быть встречены кварцсодержащие эклогиты, кварц-кианитовые эклогиты, гиперстеновые эклогиты, хотя основой эклогита остаются гранат и омфацит. С тех пор, как Фермор [2] высказал предположение о том, что эклогиты являются "полиморфными" аналогами габбро и базальтов с плотностями  $3,5 \text{ г/см}^3$  у эклогита и около  $3,0 \text{ г/см}^3$  у габбро, делались неоднократные попытки с помощью перехода базальт (габбро)-эклогит объяснить скачкообразный переход по плотности от пород земной коры к породам мантии. Первые экспериментальные исследования прохождения сейсмических волн в эклогите привели Холмса [3] к выводу о том, что они близки к скоростям прохождения сейсмических волн, которые наблюдаются у вещества верхней мантии. Впервые экспериментальное превращение базальтового стекла в эклогит осуществлено Бойдом и Ингледом [4] при давлении от 33 до 40 кбар и температуре  $1200^\circ\text{C}$ . Убедительное доказательство превращения ряда базальтов в эклогит экспериментальным путем осуществлено Г.С. Йодером и К.Э. Тилли [5]. Ими же впервые указано на то, что переход от габбро к эклогиту должен происходить через зону превращения минеральных составов, не отвечающих ни габброидной, ни эклогитовой минеральным ассоциациям. Последующими экспериментальными работами Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [6,7] установлены более детально  $P$ - $T$  условия превращения базальтов (габбро) в эклогит. Ими же показано, что переходная зона между габбро и

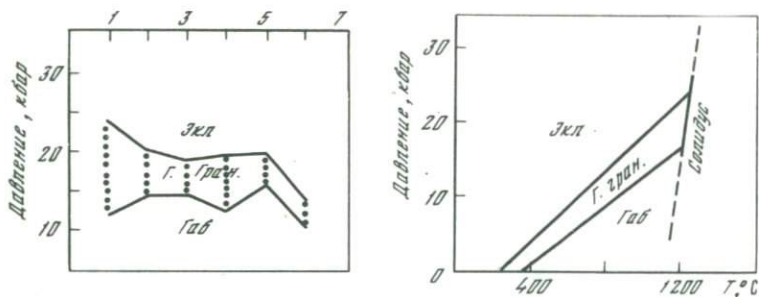


Рис. 1. Величины давления, определяющие поля стабильного существования гранулитовых ассоциаций минералов при переходе от габбро к эклогиту для различных типов пород при 1100°C по данным [7]

1 - высокоглиноземистый базальт; 2 - кварцевый толеит; 3 - обедненный щелочами кварцевый толеит; 4 - щелочной оливиновый базальт; 5 - окисленный щелочной оливиновый базальт; 6 - бедный щелочами оливиновый толеит

Рис. 2. Поля устойчивости эклогита, гранатового гранулита и габбро для кварцевого толеита, по данным [7]

эклогитом представлена  $Gr-Px$ -гранулитом. Минеральная ассоциация гранулита, отвечающая аналогам пород основного состава, представляется в виде ассоциации граната, слабощелочного моноклинного пироксена, ромбического пироксена, кислого плагиоклаза и кварца. В результате проведенных ими исследований выяснилось, что зона переходного превращения (зона образования гранулита) от габбро до эклогита имеет различный диапазон давлений, в котором эта минеральная ассоциация находится в стабильном состоянии. Величина этого диапазона находится в прямой зависимости от типа превращаемого базальта (габбро) в эклогит. На рис. 1 показана зависимость ширины переходной зоны от типа превращаемого базальта. Существование переходной гранулитовой зоны в превращении габбро-эклогит в настоящее время является бесспорным фактом; открытым остается вопрос, связанный с установлением состояния эклогита на поверхности Земли. По экспериментальным данным Д.Х. Грина, А.Э. Рингвуда [6,7] кварцсодержащие эклогиты являются стабильной ассоциацией минералов в атмосферных условиях (рис. 2). Согласно экспериментальным исследованиям К. Ито, Дж.К. Кеннеди [8], эта минеральная ассоциация является метастабильной на поверхности Земли (рис. 3). Поскольку эклогиты представляют собой в основном ассоциацию минералов, состоящую из граната и омфацита, доказательство стабильности или метастабильности эклогита на поверхности Земли сводится к доказательству стабильного или метастабильного состояния этих минералов в атмосферных условиях. Из геологической и экспериментальной практи-

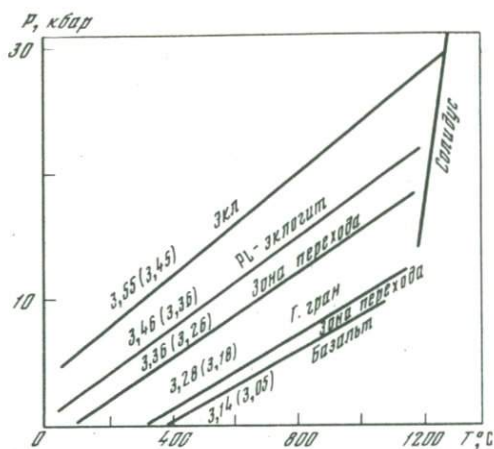


Рис. 3. Поля устойчивости эклогита, гранатового гранулит и базальта (габбро) с зонами переходов и плотности минеральных ассоциаций, по данным [8]

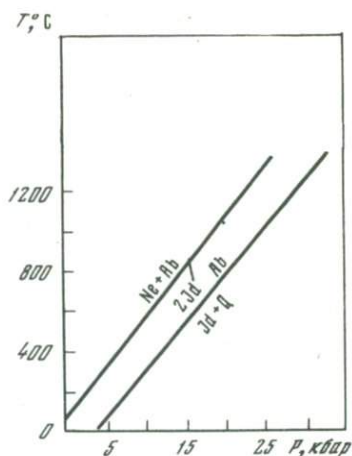


Рис. 4.  $P-T$  диаграмма равновесий альбит=жадеит + 2 кварц и альбит+нефелин = 2 жадеит, по данным [11]

ки хорошо известно, что гранаты образуются на небольших глубинах, т.е. при низких давлениях и умеренных температурах, указывая на их стабильное состояние в атмосферных условиях. Что же касается омфацита, то его образование связано непосредственно с условиями образования жадеита, так как в идеальном смысле под омфацитом понимается твердый раствор двух минералов: диопсида и жадеита. Имеются экспериментальные указания на то, что смесимость этих двух минералов является ограниченной [9]. Колеман и др. [10] отметили, что только не непрерывной смесимостью этих двух минералов можно объяснить составы изученных природных образцов омфацитов. В настоящее время экспериментально изучены основные равновесия, ведущие к образованию омфацита. Естественно, что первым актом такого синтеза является образование жадеита, так как вторая составляющая омфацита — диопсид — практически всегда присутствует в породах базальтового состава. Экспериментальные исследования, проведенные с целью установления условий образования жадеита из натровых алюмосиликатов, показали, что жадеит, образующийся из смеси альбита и нефелина, устойчив при атмосферном давлении в интервале целого ряда температур (рис. 4). Равновесие альбит + нефелин = 2 жадеит демонстрирует нижний  $P-T$  предел стабильного состояния жадеита, выше которого он может реагировать с диопсидом, образуя омфацит. Источником омфацитовых пород в этих условиях могут быть нефелин-альбит-пироксеновые породы типа нефелиновых щелочных базальтов. Однако в рассмотренных Гринном, Рингвудом и Ито, Кеннеди случаях преобразования ба-

зальтов (габбро) в эклогит участвуют не щелочные породы, а толеиты. Всего вероятней, поэтому, что условия образования омфациита в этих породах будут определяться условиями превращения (или близкими к ним) альбитовой составляющей полевых шпатов в жадеит и кварц. Равновесие альбит = жадеит + 2 кварц тщательно изучено Ф. Берчем и П. Ле Комте [11], Р. К. Ньютоном и Дж. Смитом [12], А. Л. Бетчером и П. Дж. Вилли [13], М. С. Ньютоном и Дж. К. Кеннеди [14]. Результаты всех указанных работ практически идентичны по установлению условий образования жадеита и кварца из альбита и показывают, что при низких температурах (25°C) распад альбита на жадеит и кварц может протекать при давлении не ниже 4 кбар. Таким образом, эклогитовые породы, образующиеся из аналогов толеитовых базальтов, как будто, не должны быть стабильной ассоциацией минералов в атмосферных условиях. Не случайно поэтому, что результаты исследования по установлению условий превращения базальт-гранатовый гранулит-эклогит [8], показали, что верхняя граница перехода от плагиоклазового эклогита (гранулита) к собственно эклогитовой ассоциации минералов практически совпадает с границей распада альбита на жадеит и кварц. Однако эта граница, по данным [8], расположена все же несколько ниже по давлению, чем граница превращения альбита в жадеит и кварц (рис. 5). Единственной, пока известной альтернативой для образования омфациита из толеитовых базальтов (габбро) при более низких давлениях, чем это определяется условиями распада альбита на жадеит и кварц, является вероятность распада твердых растворов плагиоклазов на альбит и анортит. Освобождение альбитовой составляющей плагиоклазов должно происходить в области образования граната, в переходной гранулитовой зоне, в результате реакции анортитовой составляющей плагиоклаза и ортопироксенов:



Согласно экспериментально исследованным реакциям, освобождающийся в этом случае альбит должен взаимодействовать с оливином (форстеритом), образуя нефелин и ортопироксен [15]. Образующийся таким образом нефелин будет реагировать с еще не успевшим разложиться альбитом, образуя жадеит, который в свою очередь, реагируя с диопсидом, будет образовывать омфациит. Протекающие одновременно реакции образования омфациита и граната в породе состава оливинового габбро можно записать следующим образом:

1. Плагиоклаз + 2 гиперстен = гранат + альбит + кварц;
2. Альбит + 2 форстерит = нефелин + 4 энстатит;
3. Альбит + нефелин = 2 жадеит;
4. Жадеит + диопсид = омфациит.

Равновесные границы превращения альбит + нефелин = 2 жадеит и альбит = жадеит + 2 кварц, как это установлено экспериментально и показано в  $P-T$  координатах, расположены практически параллельно и отстоят друг от друга по давлению на 6-7 кбар (рис. 4). Равновесная

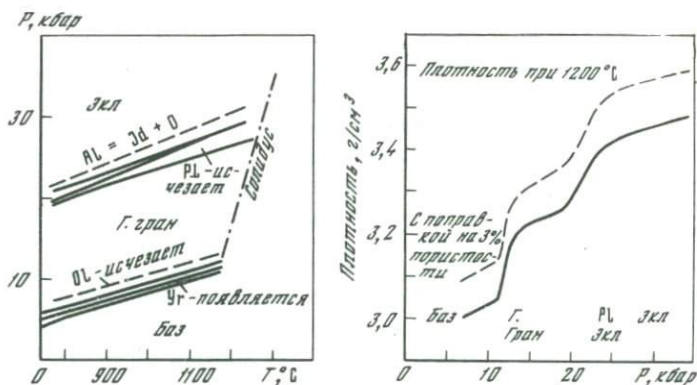


Рис. 5. Поля устойчивости эклогита, гранатового гранулиты, базальта (габбро) и равновесие альбит=жадеит+2 кварц, по данным [8]

Рис. 6. Изменение плотности базальта (габбро) с повышением давления при 1200°C. Штриховая линия – изменение плотности с поправкой на 3% пористости образцов, по данным [8].

граница реакции образования омфацига, протекающая через целую серию промежуточных реакций по приведенной выше схеме, должна быть расположена где-то между этими двумя равновесиями. Как показали исследования Р.М. Белла и Б.Т.К. Девиса [9], равновесие с образованием омфацига за счет диопсида и жадеита лишь незначительно смещается в сторону высоких давлений от равновесной границы альбит + нефелин = 2 жадеит, а экстраполяция, исходя из рассчитанного наклона равновесия диопсид + жадеит = омфациг – в сторону низких давлений, показала, что омфациг должен быть устойчивым минералом при атмосферном давлении. Следует отметить, что этот вывод сделан авторами для омфацига состава  $Di_{80}Jd_{20}$ . Увеличение в составе омфацига жадеитовой составляющей сдвигает условия его образования в сторону более высоких давлений [16]. Анализ рассмотренных выше исследований показывает, что породы, содержащие в своем составе омфациг и гранат (эклогиты), могут быть как стабильной, так и метастабильной ассоциацией минералов в атмосферных условиях. Все зависит от того, каков состав омфацига в эклогите – обогащен или обеднен омфациг жадеитовой составляющей, и если обогащен, то присутствует ли в породе свободный кремнезем, так как только в присутствии кремнезема жадеитовая составляющая омфацига может прореагировать с ним, образуя альбит.

Однако не этот момент составляет принципиальную важность в деле установления возможности существования эклогитов в мантии, так как эклогиты так или иначе являются продуктами высоких давлений и температур. Эклогитовое состояние верхней мантии предполагает изохимический фазовый переход от базальтового (габбрового)

слоя нижней части земной коры к эклогиту через область существования гранулитов. А.Э. Рингвуд [17] проанализировал вероятность такого перехода. Опираясь на данные работ Уорзела и Щурбета [18], и Дрейка и др. [19], он показал, что при средней плотности земной коры от 2,8 до 2,9 г/см<sup>3</sup> плотность пород верхней мантии должна определяться величиной между 3,3 и 3,4 г/см<sup>3</sup>, а разница в плотностях земной коры и верхней мантии должна составлять 0,40–0,43 г/см<sup>3</sup>. Плотность неизмененных природных эклогитов от 3,40 до 3,65 г/см<sup>3</sup>. Такая же оценка плотности эклогитов следует из прямых и расчетных определений у экспериментальным путем полученных эклогитовых ассоциаций минералов из базальтов или габбро. Экспериментально полученные эклогиты К. Ито и Дж. Кеннеди [8] имеют плотность 3,45–3,55 г/см<sup>3</sup> при средней величине 3,5 г/см<sup>3</sup>. Экспериментально полученные эклогиты из высокоглиноземистого, кварцевого и оливинового толеитов Н.И. Хитаровым и др. [20–22] имели расчетную плотность 3,491, 3,458 и 3,491 г/см<sup>3</sup> при средней плотности 3,480 г/см<sup>3</sup>. Таким образом, при эклогитовом составе мантии разность в плотностях между корой и мантией должна была бы составлять 0,6–0,7 г/см<sup>3</sup>. Это обстоятельство позволило А.Э. Рингвуду [17] сделать вывод о том, что основная масса вещества верхней мантии имеет не эклогитовый состав. Отдельными геофизическими работами показано, что плотность мантии в отдельных регионах достигает величины 3,4 [23] и даже 3,5–3,6 г/см<sup>3</sup> [24], в результате чего Рингвуд заключил, что "мантия под тектонически неустойчивыми участками земной коры – окраинами континентов и островными дугами – характеризуется существенно иными плотностями и скоростями сейсмических волн" и "в этих районах эклогиты играют значительно большую роль". Существование неоднородностей с повышенной плотностью естественно обусловлено различным составом мантии.

Обсуждая природу перехода от земной коры к мантии как переход от габбро к эклогиту необходимо помнить, что этот переход должен проходить через зону промежуточного превращения Gr–Px-гранулитов. Поэтому при переходе от земной коры к мантии следовало бы ожидать двух скачков плотности: габбро–гранулит и гранулит–эклогит. Исследуя переход от габбро к эклогиту К. Ито и Дж. Кеннеди [8], обнаружили два скачка плотности, соответствующие 0,13 г/см<sup>3</sup> при переходе от габбро к гранулиту и 0,19 г/см<sup>3</sup> при переходе от гранулита к эклогиту, а в общей сумме 0,4 г/см<sup>3</sup> и соответствующего скачку в плотностях при переходе земная кора–мантия (рис. 6). Однако изменение плотности в отдельности при переходе от габбро к гранулиту и от гранулита к эклогиту не будут отвечать скачку перехода от земной коры к мантии. Тот факт, что скачок в плотностях при переходе от зоны гранулита к зоне эклогита имеет величину ниже той, которой объясняется скачок в плотностях при переходе земная кора–мантия подтверждается также результатами исследования Н.И. Хитарова и др. [20–22]. Ими показано, что преобразования от габбро к гранулиту в составе, от-

вещающем оливиновому толеиту, должно сопровождаться скачком плотности  $0,138 \text{ г/см}^3$ , а при переходе от гранулита к эклогиту —  $0,282 \text{ г/см}^3$ ; у состава, отвечающего кварцевому толеиту, величину скачков в плотностях должны соответственно составлять  $0,253$  и  $0,137 \text{ г/см}^3$ ; у состава высокоглиноземистого габбро скачки в плотностях равны  $0,092 \text{ г/см}^3$  при переходе от габбро к омфацитовому габбро и  $0,432 \text{ г/см}^3$  при переходе от омфацитового габбро к кварц-кианитовому эклогиту. Величина  $0,432 \text{ г/см}^3$  как раз отвечает той, которую выставляет А.Э. Рингвуд [17] в качестве условия, обеспечивающего переход от земной коры к породам мантии.

Таким образом, исходя из экспериментальных данных Н.И.Хитрова и др. [20-22], только состав высокоглиноземистого состава может обеспечить один значительный скачок в плотности при переходе от одного минерального состояния к другому. Другие же составы толеитовых базальтов (кварцевый и оливиновый толеиты), как будто бы, должны превращаться с двумя скачками в плотностях, как это подтверждают прямые экспериментальные определения плотности в превращении базальт-гранулит-эклогит, по данным К. Ито, Дж.К. Кеннеди [8] (рис. 6). Однако Д.Х.Грин и А.Э. Рингвуд [25], обсуждая результаты исследования Ито и Кеннеди, находят ошибочными их определения плотности из-за незначительных размеров исследованных образцов и приближенной оценки пористости и проницаемости, из-за возможного скопления железом обогащенных участков в них и возможного частичного их плавления при температуре ниже  $1200^\circ\text{C}$ . Д.Х. Грин и А.Э. Рингвуд, интерпретируя результаты исследования, полученные К. Ито и Дж.К. Кеннеди, полагают возможность резкого возрастания плотности только на одном участке изменения состава минеральных ассоциаций с повышением давления, а именно, на участке образования гранулитов перед превращением в эклогит.

Высказывая отношение по этому вопросу, по-видимому, следует учитывать то обстоятельство, что в разного состава базальтах в области перехода от габбро к гранулиту и от гранулита к эклогиту идут неодинаковые реакции преобразования. В базальтах типа оливинового и кварцевого толеита в области образования гранулита в первую очередь происходит образование только граната. Образование граната происходит постепенно как в количественном, так и в качественном отношении и начинается с образования железистых (альмандиновых) гранатов с постепенным их усложнением за счет пироповой и гроссуляровой составляющих. Это обстоятельство позволяет полагать, что переход от габбро к гранулиту является постепенным без заметных скачков в плотностях. Единственное, дискретное преобразование в них связано с образованием омфацита, т.е. с разложением альбитовой составляющей плагиоклаза на жадеит и кварц и одновременной реакцией взаимодействия жадеита и диопсида с образованием омфацита на границе перехода от гранулита к эклогиту. В отличие от составов, отвечающих оливиновому и кварцевому толеитам, у высокоглиноземистого состава резкий скачок в

плотностях наступает не в результате образования омфацита из альбитовой составляющей плагиноклаза и диопсида, а в результате разложения анортитовой составляющей плагиноклаза на гроссуляр, кианит и кварц. Таким образом, переход от оливиновых и кварцевых толеитов (габбро) сопровождается постепенным и незначительным скачком плотностей при переходе от габбро-гранулитовых ассоциаций минералов к эклогитам, что должно исключить предположение о переходе подобных пород к веществу мантии. Переход от высокоглиноземистого базальта к кварц-кианитовому эклогиту сопровождается вполне удовлетворительным скачком плотности, что позволяет принять их к рассмотрению в качестве пород, характеризующих скачкообразные переходы в плотностях на границе земная кора-мантия. Следует отметить, что высокоглиноземистые базальты представляют собой в значительной степени контрастные по своему химическому составу толеиты относительно состава другого типа толеитов, отличаясь высоким содержанием не только алюминия, но также повышенным содержанием кальция и очень низким содержанием калия [ 26 ]. Именно это обстоятельство обеспечивает значительный скачок в плотностях при переходе от минерального состава габбро к кварц-кианитовому эклогиту.

Единственной известной высокоглиноземистой породой, вынесенной на поверхность Земли с больших глубин в результате эксплозивных процессов, в настоящее время является гросспидит. Гросспидит, порода, состоящая преимущественно из гранат-гроссулярового типа, пироксена диопсид-жадеитового состава и дистена (кианита), впервые обнаружена среди разнообразных по составу включений в кимберлитовых трубках Загадочная, Долгожданная и Зарница в Якутии [27]. Общий химический состав этих пород (по имеющимся немногочисленным химическим анализам) отличается от состава высокоглиноземистых толеитовых базальтов, но имеют достаточное сходство с составами анортозитов и габбро-анортозитов Луны. В табл. 1 приведено сравнение химического состава анортозитов и габбро-анортозитов Луны и гросспидитов. Это обстоятельство позволяет предполагать, что гросспидиты являются аналогами габбро-анортозитовых, анортозитовых пород, образовавшихся на ранней стадии формирования земной коры и впоследствии погруженные на уровень глубин мантии. В настоящее время отсутствует какая-либо альтернатива, указывавшая бы на габбро-анортозитовый (гросспидитовый) состав гомогенной мантии, но в случае ее гетерогенного характера присутствие этих пород исключать в ее составе нельзя.

Обсуждавшаяся выше возможность существования в мантии эклогитов касалась только тех из них, которые образуются из базальтов (габбро) толеитового ряда. Как это установлено Н.И. Хитаровым и др. [20-22], базальты (габбро) этого типа могут преобразовываться только в эклогиты, содержащие кварц. Однако среди ксенолитовых включений в продуктах эксплозивных образований отсутствуют случаи находок эклогитов подобного типа. Это обстоятельство еще раз подтверждает, что породы основного состава, отвечающие толеитовым, не представляют вещество мантии. Как правило, в продуктах

Таблица 1

Химический состав гроспидитов и лунных троктолитов

Окислы	1	2	3	48	8	7
SiO <sub>2</sub>	44,18	44,96	47,26	47,6	44,6	44,6
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,35	0,30	0,43	0,56	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,07	23,20	24,92	23,0	24,0	25,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,84	3,14	5,24	-	-	-
FeO	1,76	3,30	0,84	5,1	5,1	5,2
MnO	0,03	0,05	0,06	0,08	0,09	0,07
MgO	6,11	6,42	4,00	7,9	9,2	6,6
CaO	15,06	15,47	11,04	15,2	14,3	15,4
Na <sub>2</sub> O	1,22	1,71	3,11	0,59	0,30	0,24
K <sub>2</sub> O	0,85	0,26	0,24	0,18	?	0,01
CO <sub>2</sub>	0,19	0,12	0,77	-	-	-
H <sub>2</sub> O	0,70	0,33	1,17	-	-	-
SO <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,03	-	-	-
S	0,02	0,01	0,01	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,11	0,14	0,22	?	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,03	0,17	0,12	0,07
ZrO	-	-	-	0,09	?	?
П.л.п.	0,72	0,71	0,53	-	-	-
Сумма	100,25	100,17	99,64	100,59	98,27	98,06

1-3 - гроспидиты [27]; 48, 8, 7 - анортозиновые нориты и троктолиты

Луны [30].

эксплозивных образований встречаются гранат-омфацитовые, двухминеральные эклогиты, которые могут быть аналогами только в сильной степени недосыщенных кремнеземом составов, таких как пикритовые или щелочные базальты, а так же как продукты кумулятивных образований в процессе кристаллизационной дифференциации или выплавления. Необходимо проанализировать возможности этих пород в качестве результата скачкообразного перехода земная кора-мантия.

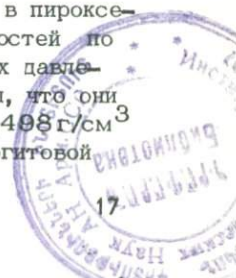
В табл. 2 приведены химические составы щелочного оливинового базальта и пикрита из работы Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [28] с рассчитанными ими нормативными минеральными фазами этих ба-

Таблица 2

Химические и нормативные составы и "эклогитовые нормы" щелочного оливинового базальта и пикрита [28]

Окислы	Щелочной оливинный базальт	Пикрит	Нормативный минерал	Щелочной оливинный базальт	Пикрит
SiO <sub>2</sub>	45,39	45,51	<i>An</i>	26,2	26,3
TiO <sub>2</sub>	2,52	1,93	<i>Di</i>	15,7	16,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,69	12,44	<i>Hу</i>	-	2,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	0,92	<i>Ol</i>	25,8	34,6
FeO	12,42	8,67	<i>Plm</i>	4,8	3,7
MnO	0,18	0,15	<i>Mt</i>	2,9	1,3
MgO	10,37	18,79	<i>Ap</i>	-	0,4
CaO	9,14	9,67	Плотность, г/см <sup>3</sup>	3,082	3,089
Na <sub>2</sub> O	2,62	1,64	"Эклогитовые нормы"		
K <sub>2</sub> O	0,78	0,08	<i>Px</i>	47	40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,20	<i>Cr</i>	46	43
Сумма	100,00	100,00	<i>Ol</i>	2	13
<i>Or</i>	4,5	0,5	<i>Plm</i>	5	4
<i>Ab</i>	18,0	13,9	Плотность, г/см <sup>3</sup>	3,581	3,498
<i>Ne</i>	2,2	-			

зальтов при низком и высоком давлении. Нормативный минеральный состав показывает, что при высоком давлении обе эти породы должны кристаллизоваться с образованием пироксен-гранат-оливинной минеральной ассоциации с ильменитом. Данная минеральная ассоциация по присутствию в ней щелочного пироксена (*Jd*<sub>40</sub>*Di*<sub>60</sub> в щелочном составе и *Jd*<sub>25,5</sub> *Di*<sub>74,5</sub> в пикрите) и граната соответствует эклогиту. Как утверждает Х. Куно [29], в эклогитах "может присутствовать некоторое количество оливина и/или черной шпинели". В данном случае, по-видимому, имеется в виду присутствие ильменита. При высоких давлениях появляющийся оливин будет образовывать твердый раствор с клинопироксеном и не будет выступать в качестве самостоятельной фазы. Как установлено и показано экспериментально, до 5% форстерита может раствориться в пироксене (диопсиде) при давлении 40 кбар [31]. Расчет плотностей по нормативному минеральному составу при низких и высоких давлениях у щелочного оливинового базальта и пикрита показал, что они изменяются от 3,082 до 3,581 г/см<sup>3</sup> и от 3,089 до 3,498 г/см<sup>3</sup> соответственно. Скачок в плотностях при переходе к эклогитовой



ассоциации минералов составляет 0,5 и 0,4 г/см<sup>3</sup>. Величины плотностей и их скачков практически не отличаются от тех, что установлены для рассмотренных выше толеитовых составов. Так же как и в случае с толеитовыми составами, чтобы ответить на вопрос, могут ли подобные эклогиты объяснить скачкообразный переход к породам мантии, необходимо ответить на вопрос, дискретным или постепенным является переход в плотностях у этих составов при переходе к эклогитовой ассоциации минералов. Ответ на этот вопрос следует из экспериментальных исследований Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [6], которыми показано, что переходная гранулитовая зона, в которой идет подготовка вещества перед его превращением в эклогит, имеет наиболее узкий интервал по давлению у составов, обедненных щелочами (рис. 1). Это обстоятельство указывает на то, что только пикритовые, а не щелочные составы базальтов могут претендовать на роль пород с дискретным превращением в эклогит, т.е. в породы мантии на границе Мохоровичича.

### ГРАНАТ-ПЕРИДОТИТОВАЯ МАНТИЯ

Под термином "перидотит" подразумевается ряд изверженных ультраосновных пород, химический состав которых может колебаться в значительных пределах. К породам этого ряда относятся лерцолиты, дуниты, гарцбургиты, верлиты и собственно перидотиты. В последние десятилетия понятие "перидотиты" необоснованно расширено за счет включения ряда пород переходного состава, таких, например, как "плаггиоклазовые перидотиты", "плаггиоклазовые лерцолиты", которые, всего вероятней, образуются в результате воздействия низких ступеней метаморфизма из пикритового состава базальтов, т.е. представляют собой составы, промежуточные между ультраосновными и основными. Это обстоятельство и явная вульгаризация понятия "перидотит" в работах отдельных авторов приводит к тому, что каждое крупное обобщение, связанное с установлением состава вещества мантии в той или иной степени касается определения того, что понимается под той или иной ультраосновной породой. Согласно Х. Куно [29], под термином "дунит" следует понимать минеральную ассоциацию оливина с небольшим количеством моноклинного пироксена, под верлитом — ассоциацию оливина и моноклинного пироксена; под пироксенитом — моноклинный пироксен + черная рудная шпинель. Х. Куно объединяет эти три породы в верлитовую серию пород перидотитового ряда, характеризующуюся отсутствием в ней ромбического пироксена.

Под термином "лерцолит" Х. Куно представляет породы, состоящие из оливина (60%), ромбического и моноклинного пироксена и хромовой шпинели. По мнению Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [28], лерцолиты — это породы, состоящие из оливина, глиноземистого энстатита, глиноземистого хромдиопсида (с заметным содержанием Na<sub>2</sub>O) и шпинели, обогащенной MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. В определении Грина и Рингвуда дается более конкретная оценка химии минералов лерцолитов. Особенно важна в данном случае диагностика шпинели, так

как обычная, рудная хромовая шпинель сопровождается практически всегда и все ультраосновные породы. Выделяя лерцолитовую серию пород как самостоятельную, Х. Куно включает в нее гарибургиты, состоящие из оливина и ромбического пироксена, пироксениты с ромбическим пироксеном, гранатовые перидотиты и собственно перидотиты, породы, состоящие из оливина, моноклинного и ромбического пироксена. Таким образом, в лерцолитовую серию пород он включает все ультраосновные породы, содержащие в своем составе ромбический пироксен.

Вилли [32], выделяя среди ультраосновных пород породы с высоким цветным индексом ( $>70$ ), так называемые ультрамафические породы, относит к разряду перидотитов дуниты с аксессуарным гранатом, пироксениты со шпинелью и полевым шпатом, горнблендиты с полевым шпатом, биотититы с флагопитом и серпентиниты с меллитом. По-видимому, следует согласиться с тем, что ультрамафические породы по своему цветовому индексу требуют выделения их в отдельную группу пород, но по своему генетическому признаку нет никаких оснований относить их к изверженным ультраосновным породам, так как их образование несомненно связано с метаморфизмом в пределах земной коры. Поскольку дуниты, верлиты и гарибургиты не являются и не могут быть источником базальтовых магм, интерес как возможное вещество верхней мантии представляют только собственно лерцолиты и их аналоги. Это общая современная точка зрения.

Экспериментально характер фазовых превращений в природном лерцолите изучался К. Ито и Дж.К. Кеннеди [33]. Ими показано, что лерцолит с повышением давления превращается в гранатовый перидотит. Этому превращению предшествует пресбразование лерцолита в гранатовый лерцолит в очень неширокой по давлению области (рис. 7). Исходя из химического и нормативного фазового состава, исследованного ими природного лерцолита, расчет плотностей минеральных ассоциаций, образующихся при твердофазовых преобразованиях лерцолита в гранатовый перидотит, показывает, что это превращение не сопровождается резким скачком плотности. Последнее объясняется тем, что количество образующейся фазы высокого давления (граната) невелико (10–15%) и изменение плотности при переходе лерцолит–гранатовый перидотит не превышает  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Это обстоятельство позволяет полагать, что переход от лерцолитов к гранатовым перидотитам не может быть зафиксирован как резкое изменение плотности с увеличением глубины. Кроме того, как это следует из данных Ито и Кеннеди, при существующих представлениях о геотермических градиентах с глубиной погружения в океанических и континентальных областях, лерцолиты оказываются неустойчивой минеральной ассоциацией, как на ее поверхности, так и на всех остальных глубинах. Только для океанических областей принимаемая геотерма пересекается с областью устойчивого состояния переходной минеральной ассоциацией гранатовых лерцолитов (рис. 8). Однако если учесть, что в зонах вулканической активности геотермический градиент выше градиента спокойных океа-

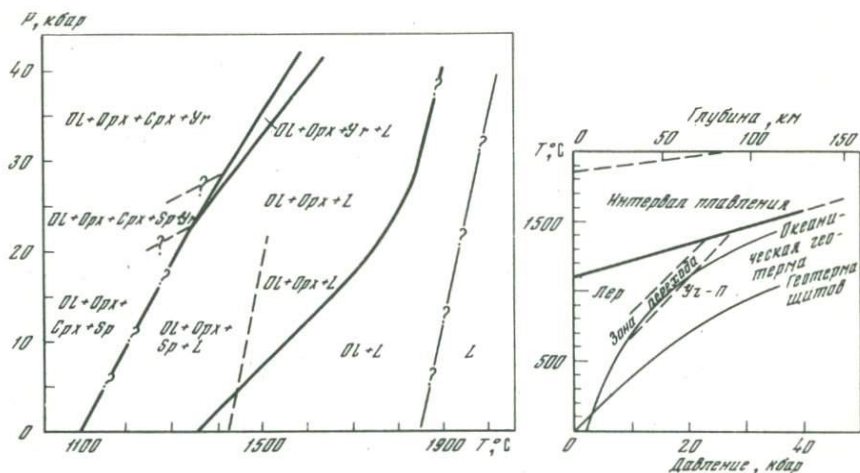


Рис. 7.  $P$ - $T$  диаграмма плавления и твердофазовых превращений в перидолите по данным [33]

Рис. 8. Диаграмма фазовых преобразований в перидолите и геотермические градиенты, по данным [41]

нических областей, то, по-видимому, можно ожидать стабильного состояния перидолитовой ассоциации минералов в этих участках земных глубин. В результате будет наблюдаться парадоксальное, на первый взгляд, явление, сопровождающееся увеличением объема погружения тела изохимичного по составу с выше- и нижележащими породами, т.е. будет наблюдаться снижение плотности до  $0,1 \text{ г/см}^3$ .

В этой связи небезынтересно рассмотреть некоторые результаты геофизических наблюдений по глубинному сейсмическому зондированию. Известно, что с глубиной в пределах мантии скорости поперечных сейсмических волн возрастают, достигая величины  $4,6 \text{ км/с}$  на глубинах до  $50 \text{ км}$ , после чего скорость довольно резко падает и на глубинах около  $100 \text{ км}$  достигает минимального значения  $4,3$  и даже  $4,1 \text{ км/с}$ , как, например, в западной части Средиземного моря [34]. Этот участок мантии, характеризующийся пониженными скоростями поперечных сейсмических волн, получил название "астеноферного слоя". Как отмечал Гутенберг [35], "В океанических областях чаще, чем под континентами, сразу же под границей Мохоровичича существует тонкий слой, в котором скорость возрастает с глубиной прежде чем начнется ее уменьшение". Существование слоя пониженных скоростей связывается и рассматривается в аспекте существования на этих глубинах пород с меньшей плотностью, чем вышележащие и нижележащие породы или в связи с значительным изменением химизма пород на этих глубинах. Кроме того, Бёрчем [36] подробно обсуждена возможность образования слоя пониженных скоростей, исходя из однородного состава

мантии при различных отношениях температуры и давления в ней. С увеличением глубины давление возрастает, что способствует увеличению скорости волн. Увеличение температуры действует в противоположном направлении, т.е. снижает скорость прохождения волн. На какой-то глубине при определенных температурах температура компенсирует роль давления, и если температура будет возрастать быстрее давления, то следует ожидать снижения скорости прохождения волн. В итоге рассмотрения Бёрч приходит к выводу, что существование астеносферного слоя обусловлено либо аномалией в распределении температур с глубиной, либо постепенным переходом "к такому составу, который может компенсировать воздействие нормального градиента температур". Рассматривая другие факторы, способные вызвать снижение прохождения скорости сейсмических волн, Бёрчем обсуждается роль частичного плавления однородного оливинового вещества мантии и повышение общей железистости оливина на этих участках земных недр. Если частичное плавление в мантии рассматривается как физическое разуплотнение, т.е. образование слоя менее плотного, чем выше- и нижележащие слои, то увеличение железистости оливинов приобретает иной физический смысл. Экспериментально установлено, что фаялит оливинов является более плотной фазой, чем форстерит, и характеризуется большей сжимаемостью, но зато скорости упругих волн в нем оказываются меньшими, чем в форстерите. В результате увеличение железистости оливина приводит к снижению скорости сейсмических волн. Как отмечает Бёрч, образование астеносферного слоя в результате увеличения железистости оливина предполагает такую модель в строении верхней мантии, когда астеносферный слой будет иметь большую плотность  $3,48 \text{ г/см}^3$ , чем выше- и нижележащие слои с плотностью ниже  $3,48 \text{ г/см}^3$ . А.Э. Рингвуд [17], обсуждая природу астеносферного слоя наряду с уже перечисленными факторами, могущими привести к образованию зоны пониженных скоростей волн, особое внимание уделяет процессам частичного плавления вещества мантии. Указывая на то, что при 20–30 кбар интервал плавления оливинового и пикритового базальтов не превышает  $100^\circ\text{C}$ , он считает, что в этих условиях должно плавиться около 30% сухого пиролита мантии, а при температурах на  $20^\circ$  ниже – около 5%. В астеносферном слое протяженностью на глубине от 50–60 до 150–200 км (такой определяется мощность астеносферного слоя по данным геофизического зондирования) такое большое количество жидкости не может оставаться длительное время в устойчивом состоянии, т.е. расплав будет обособляться и прорываться к поверхности с проявлением вулканизма. Как отмечает А.Э. Рингвуд, существование такого механизма в образовании слоя пониженных скоростей привело бы к тому, что "широко развитый на поверхности Земли вулканизм проявлялся бы в значительно большем объеме". В поисках стабилизирующего фактора нахождения жидкости в астеносферном слое А.Э. Рингвуд обращается к роли воды в процессах плавления вещества мантии. Устанавливая содержание воды в мантии в количестве 0,1%, кото-

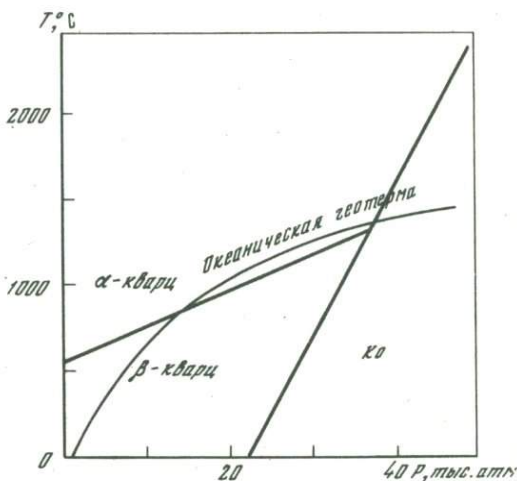
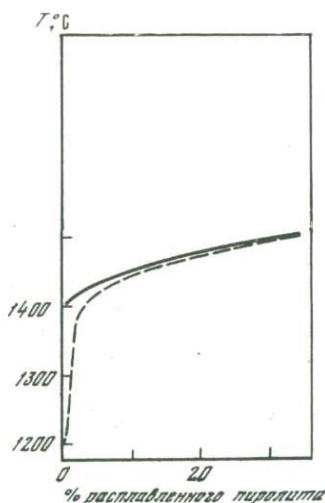


Рис. 9. Степень плавления сухого пиролизита и в присутствии 0,1% воды при  $P = 25$  кбар (по оси абсцисс – расплавленный пиролит, в %)

1 – солидус сухого пиролизита, 2 – солидус в присутствии 0,1% воды, по данным [17]

Рис. 10.  $P$ - $T$  диаграмма  $\alpha$ - $\beta$ -кварц-коэсит и океаническая геотерма. Равновесие  $\alpha$ - $\beta$ -кварц, по данным [44], равновесие кварц – коэсит, по данным [45].

рая присутствует в ней или как продукт дегидратации, или как продукт дегазации, им рассматривается процесс плавления как саморегулирующийся. Как это следует из рассуждений автора, после начала плавления вся вода оказывается в расплаве в растворенном виде. Повышение температуры должно привести к увеличению степени плавления. Однако увеличение степени плавления приведет к уменьшению количества растворенной воды в расплаве в связи с увеличением объема расплава, т.е. приведет к понижению давления воды в системе. Понижение давления воды повышает температуру плавления. Таким образом, по мнению А.Э. Рингвуда, регулируется процесс плавления во всем астеносферном слое вплоть до условий, при которых роль воды сводится к нулю (рис. 9). Из рассуждений автора остается все же неясным, почему роль воды проявляется именно в астеносферном слое, какова роль воды на глубинах до и после астеносферного слоя и почему расплав, насыщенный водой, не может с таким же успехом консолидироваться, как и сухая магма, "осушая" эту область глубин. Более реальным выглядит другой механизм образования зоны пониженных скоростей, предложенный ранее А.Э. Рингвудом [37], как результат дегидратации амфиболитов на этих глубинах, т.е. механизм, связанный с изменением плотности вещества

мантии. Поскольку наличие воды в мантии, хотя и в незначительных количествах не отрицается, вопрос в данном случае сводится к установлению условий стабильного существования амфиболитов и амфиболов вообще в  $P$ - $T$  условиях. Экспериментальные исследования Д.Х. Грина [38] с ультраосновным веществом (пиролитом) в присутствии 6,0 и 0,2% воды позволили установить эти условия. Д.Х. Грин приходит к выводу, что природа астеносферного слоя связана не с разложением амфибола, т.е. эффект изменения плотности при этом незначительный, а объясняется им частичным плавлением вещества с амфиболом. Глубина заложения астеносферного слоя зависит, по его мнению, как от степени амфиболитизации ультраосновного вещества, т.е. от содержания воды в мантии, так и от значения геотермического градиента. В зависимости от обоих факторов частичное плавление может начинаться в мантии на глубинах от 60–70 до 85–95 км в океанических областях. Предпосылки образования зоны пониженных скоростей в результате частичного плавления вещества мантии были также высказаны И. Куширо и др. [39] и И.В. Ламбертом, П. Дж. Вилли [40], на основе экспериментальных исследований по плавлению при высоких  $P$  и  $T$ . Если первые рассмотрели этот вопрос на примере плавления в системе перипотит–вода, то вторые на примере плавления в системе габбро–вода (роговая обманка).

Все рассмотренные предположения о природе слоя низких скоростей базируются на разуплотнении или уплотнении вещества мантии в этой области глубин, вызванные или дегидратацией, или частичным плавлением, или аномальным возрастанием температуры, или изменением химического состава. Остается рассмотреть еще одну возможность образования слоя низких скоростей, обусловленную полиморфизмом, т.е. в связи с изменением объема вещества. Впервые роль полиморфизма в связи с уменьшением скорости сейсмических волн в мантии была обсуждена Дели [42], который полагал, что если уменьшение скоростей происходит повсеместно на всей Земле, то это явление может быть объяснено полиморфным превращением в кварце как результат пересечения геотермы с точкой его инверсии. Еще раз к обсуждению этого вопроса вернулся Йодер [43], который изучил условия  $\alpha$ - $\beta$ -превращения в кварце до 10 кбар. К настоящему времени инверсия  $\alpha$ - $\beta$ -кварц изучена вплоть до давлений 35 кбар [44]. Кроме того, установлено, что с повышением давления  $\alpha$ - и  $\beta$ -кварц превращается в более плотную форму кремнезема – коесит. Современная диаграмма состояния кремнезема в  $P$ - $T$  координатах показана на рис. 10. На этой же диаграмме нанесен геотермический градиент для океанических областей. Из диаграммы следует, что геотермический градиент пересекается с границей инверсии  $\alpha$ - $\beta$ -кварца при давлении 10 кбар или на глубине 45–50 км и с границей  $\alpha$ -кварц–коесит при давлении 37 кбар или на глубине 120 км. Таким образом, если в породах мантии присутствует свободный кремнезем, то образование слоя пониженных скоростей можно объяснить этим явлением. Следует однако за-

метить, что такой способ образования зоны пониженных скоростей приемлем только в областях с океаническим градиентом температур. Однако в то время Йодер согласился с мнением Гутенберга [46] о том, что поскольку глубокие части Земли сложены бескварцевыми (основными и ультраосновными) породами, ожидать снижения скоростей в результате  $\alpha$ - $\beta$ -превращения в кварце не следует.

В самом деле, если исходить из основного или ультраосновного состава вещества мантии, то нет никаких оснований полагать, что снижение скоростей сейсмических волн связано с инверсией в кварце. Возвращаясь, однако, к основному и ультраосновному составу можно видеть, что оно обладает своего рода "полиморфными" превращениями. У основных составов это превращение базальт (габбро)-эклогит; у ультраосновного: лерцолит-гранатовый перидотит. В обоих случаях превращение идет через образование третьего "полиморфа", минеральных ассоциаций промежуточных превращений-гранатовых гранулитов и гранатовых лерцолитов. К сожалению, до настоящего времени неизвестны точные условия и границы превращений как для базальт (габбро) - эклогит, так и для лерцолит-гранатовый перидотит. Отчасти это объясняется тем, что проводимые исследования в этом направлении различными исследователями базируются на образцах отличающегося химического состава. Тем не менее, используя имеющиеся данные по фазовым превращениям в этих породах с учетом геотермических градиентов, можно представить себе влияние развивающихся температур на процессы, протекающие с глубиной погружения.

Как уже отмечалось выше и показано на рис. 8, геотермический градиент для океанических областей, развиваясь при низких давлениях в области устойчивого состояния гранатового перидотита с погружением пересекает границу устойчивого состояния гранатовых лерцолитов и пройдя по этой области некоторый интервал глубин, вновь возвращается в область устойчивого состояния гранатовых перидотитов. Выше также было отмечено, что при более высоком геотермическом градиенте он может пересечь также границу превращения гранатовый лерцолит - лерцолит и, пройдя по этой области некоторый интервал глубин, вновь возвратиться в область устойчивого состояния гранатового перидотита. Кроме того, если учесть, что границы фазовых превращений лерцолит - гранатовый лерцолит-гранатовый перидотит определены К.Ито и Дж.К. Кеннеди [33] достаточно условно, можно представить, что пересечение линии градиента температур с границами фазовых превращений будет происходить без повышения геотермического градиента при условии смещения или изменения угла наклона границ фазовых превращений. Выше было также показано, что суммарное фазовое превращение от лерцолита к гранатовому перидотиту не превышает  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Рассматривая вопросы изменения скоростей сейсмических волн с глубиной Бёрч [36], обсудил возможные последствия при уменьшении плотности вещества на глубине за счет частичного плавления. В данном случае плавление рассматривалось не как особое физи-

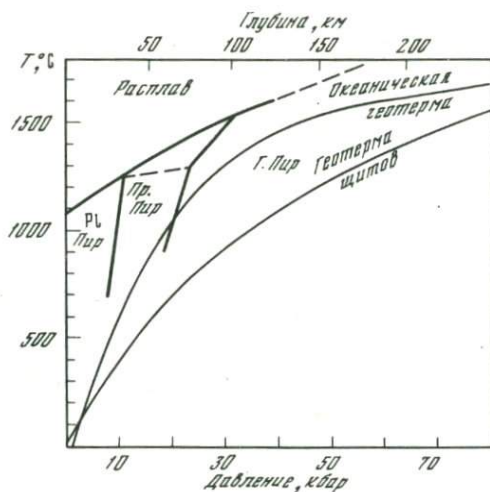


Рис. 11. Диаграмма плавления и твердофазовых превращений в пиролите и геотермы океанических областей и щитов, по данным [17].

ческое состояние вещества, влияющего на прохождение сейсмических волн, а как факт его разуплотнения независимо от того, чем это вызвано. Проведенные им расчеты показывают, что если разуплотнение произойдет на  $0,03 \text{ г/см}^3$  или на 1%, то скорость сейсмических волн снизится на  $0,3 \text{ км/с}$ . Этой величиной падения скоростей сейсмических волн характеризуется астеносферный слой. Таким образом, разуплотнение вещества мантии в результате "полиморфного" превращения в породах с однородным составом может привести к снижению скоростей волн, характеризующих вещество астеносферного слоя. Следует однако отметить, что условия преобразования лерцолитов в гранатобые перидотиты (так же, как и габбро в эклогит) таковы, что они не могут характеризовать глубины мантии до 200 км, так как границы этого преобразования заканчиваются при давлениях около 28 кбар или на глубинах около 90 км (рис. 8). Однако, учитывая то, что в установлении астеносферного слоя бесспорным является пока только сам факт существования зоны пониженных скоростей, целью настоящего рассмотрения является привлечение внимания к изложенному механизму образования этой зоны. В этой связи следует сослаться на работу Х.Клосса [47], который указывает на возможность существования еще одного слоя пониженных скоростей на глубинах от 8-12 до 12-18 км в пределах земной коры в Западной Европе, так как в этом районе зафиксировано снижение скоростей сейсмических волн на этих глубинах. Сам факт существования четкого контура слоя пониженных скоростей в глубинах мантии свидетельствует о наличии какого-то постоянного и единого фактора, вызывающего это явление. Не исключено, что этим фактором является полиморфизм

в одном из минералов породы мантии, минеральный и химический состав, который для нас пока остается неизвестным. По-видимому, следует исключить возможность образования астеносферного слоя за счет частичного плавления вещества мантии. Дело в том, что предположение А.Э. Рингвуда [17] о возможности образования слоя пониженных скоростей в результате частичного плавления вступает в противоречие с его выводом о том, "что мантия под шитами характеризуется более низкими температурами, чем вне этих районов" и "видимо, здесь на любой глубине температуры не достигают точки плавления" (рис. 11). Объяснение природы астеносферного слоя частичным плавлением только для областей океанических и островных дуг лишнего смысла, так как природа этого явления, по-видимому, одинакова во всех структурных районах и этажах земного шара.

### ПИРОКСЕНИТЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Признавая преимущественно ультраосновной состав верхней мантии, сторонники дифференцированного ее состава и строения предполагают, что источником базальтового магматизма могут быть породы, представленные пироксенитами. Это заключение делается на основе находок большого количества пироксенитов ксеногенного облика в лавовых потоках базальтов. Доказательства того, что многие подобные пироксениты являются веществом глубинного, мантийного происхождения, приведены в обстоятельных работах по петрохимии этих образований в работах В.А. Кутюлина [48-51], В.А. Кутюлина и В.М. Фроловой [52, 53], а также в работе по распределению р.з.э. в ультрабазитах по данным Рида и Фрея [54]. Если В.А. Кутюлин и В.М. Фролова предполагают, что пироксениты составляют только часть вещества мантии и, вероятно, концентрируются в зоне астеносферного слоя, являясь источником базальтового магматизма, то, согласно Рида и Фрея, первичное вещество мантии полностью представлено пироксенитами, а наблюдаемые в природе ультрабазиты являются твердыми дифференциатами после выплавления из пироксенитов базальтов. Вопрос о том, являются ли данные породы источником базальтового или какого либо иного магматизма в случае их присутствия в глубинах мантии, должен быть изучен экспериментальными методами. Теоретические же предположения говорят о том, что при плавлении пироксенитов на больших глубинах не могут образоваться расплавы с нормативным кремнеземом, так как при высоких давлениях как клинопироксены, так и ортопироксены плавятся конгруэнтно, т.е. без разложения. Только в условиях  $P_{H_2O}$  ортопироксены способны плавиться инконгруэнтно при высших давлениях, а следовательно, стать источником магм с нормативным кремнеземом, например андезитов. Мала вероятность и степень превращения пироксенитов в эклогитоподобные породы, которые были бы способны порождать расплавы различного состава. Первостепенной задачей при исследовании пироксенитов является ус-

ановление их генетического сродства или с ультрабазитами типа ерцолитов-гранатовых перидотитов, или с эклогитами или теми породами, которые Боуэн называл "пустыми остатками".

## ГИПОТЕТИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАНТИИ

Искусственный, гипотетический состав верхней мантии был предложен А.Э. Рингвудом [55]. Предпосылкой создания предположительного состава верхней мантии послужила петрохимическая оценка горных пород, проведенная еще Н.Л. Боуэном [1]. По мнению А.Э. Рингвуда, мантийное вещество "должно обладать свойствами давать типичную базальтовую магму при фракционном плавлении с ормированием остаточного тугоплавкого дунит-перидотита альпийского типа" [56]. Исходя из этих соображений, им был предложен состав мантии, состоящий из четырех частей дунита и одной части базальта. Этой смеси он дал название "пиролит". Впоследствии Рингвуд предложил еще ряд составов пиролита с предпосылкой выплавления не только "типичного базальта", но также с выплавлением "примитивного" гавайского оливинового толеита и нормального щелочного базальта. Рингвуд считает возможным изменять состав пиролита до тех пор, пока не будет найден состав, удовлетворяющий решению всех петрологических задач. В результате предложено уже четыре состава пиролита, отличающихся по возможностям выплавления из них тех или иных базальтов. В табл. 3 оказаны пиролитовые составы мантии Рингвуда. Для сравнения приведен ряд химических составов природных гранатовых перидотитов - включений из различных изверженных пород, из которых следует, что ощутимая разница между составами пиролитов и гранатовых перидотитов наблюдается только в повышенном содержании пиролитах щелочных компонентов ( $K_2O$  - на 0,1%,  $Na_2O$  - на 0,4%) глинозема (~ на 1,5%). Давая новое название гипотетическому составу А.Э. Рингвуд [56], оправдывал это решение тем, что "Состав и свойства пиролита не идентичны составу и свойствам природных перидотитов, в особенности по содержанию рассеянных элементов". Следует, однако, согласиться с мнением П.Дж. Вилли [32], что "породы получают название в соответствии со своей минералогией, а не по содержанию в них рассеянных элементов". Пиролиты А.Э. Рингвуда по своей минералогической сути полностью идентичны перидотитам.

Попытка А.Э. Рингвуда решать обратную задачу, т.е. прибавлять к альпинотипным перидотитам какое-то количество базальтового состава, несет в себе рациональсе зерно. Однако, прежде чем приступать к подобному сложению или вычитанию составов необходимо установить состав и тип первичных примитивных магм, выплавляющихся из вещества мантии. Предпосылки, которые закладывал, А.Э. Рингвуд в свои расчеты, слишком разнообразны: от нормальных толеитов до щелочных базальтов. А.Э. Рингвуд своими исследованиями еще раз подтвердил, что вещество мантии может

Таблица 3

Гипотетические и природные перидотиты мантии

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	42,71	43,06	45,16	43,95
MgO	41,41	39,32	37,47	39,00
FeO	6,51	6,66	8,04	7,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,57	1,66	0,46	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,30	3,99	3,54	3,88
CaO	2,11	2,65	3,08	2,60
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,61	0,57	0,60
K <sub>2</sub> O	0,18	0,22	0,13	0,22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,42	0,43	0,41
NiO	0,42	0,39	0,20	0,39
CoO	0,02	0,02	0,01	-
MnO	0,13	0,13	0,14	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,08	0,06	-
H <sub>2</sub> O	0,17	0,21	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,58	0,71	0,57
Сумма	100,0	100,0	100	100

Примечание. 1-4 - пиrolиты [59, 60, 56, 57]; 5-8 - природ-

	5	6	7	8	9
	43,86	45,85	45,62	44,14	45,1
	39,82	41,63	41,41	40,71	36,7
	6,21	7,14	5,89	7,16	7,9
	0,69	-	1,38	1,93	2,0
	1,96	2,05	2,55	2,56	4,1
	1,68	1,76	1,90	2,24	2,3
	0,14	0,15	0,19	0,28	0,6
	0,08	0,08	0,12	0,07	0,0 (2)
	0,46	0,48	0,34	0,32	0,3
	0,25	0,26	0,25	0,26	0,2
	-	-	-	-	-
	0,14	0,15	0,13	0,13	0,2
	0,03	0,03	0,03	0,03	0,1
	4,12	-	-	-	-
	0,39	0,41	0,20	0,15	0,5
	99,83	99,99	100,01	99,98	100,0

ные перидотиты и нодули [33]; 9 - гипотетический перидотит [58].

быть представлено породами перидотитового ряда. Нет необходимости говорить о том, что предложенный им метод постепенного приближения к установлению состава мантии как источника магматических расплавов должен получить дальнейшее развитие. Следует, однако, остановиться на некоторых деталях этого исследования.

На рис. 11 показана  $P-T$  диаграмма строения субсолидусных отношений и солидуса для пиrolита по результатам исследования Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [57], из которой видно, что минеральной ассоциацией, устойчивой при низких давлениях, является  $Ol + Crx + Opx + Pl$  (или плагиоклазовый пиrolит), которая с повышением давления сменяется пироксеновым пиrolитом ( $Ol + Al - Opx + Al - Crx + Sp$ ) и затем гранатовым пиrolитом ( $Gr + Crx + Opx + Ol$ ). Из предложенной диаграммы следует, что солидус этого состава пересекается с осью температур при атмосферном давлении при температуре ниже  $1100^{\circ}C$ , что соответствует примерно температурам начала плавления базальтов и ниже температуры плавления чистого альбита. Солидус пиrolита при низких давлениях, показанный на рис. 11, по-видимому, не отражает действительность, так как он построен по результатам дальней экстраполяции эксперимен-

тальных данных от 18 до 1 бар, исходя из предположения о выплавлении в этих условиях типичных базальтовых магм. Практически аналогичным путем, но с учетом возможного содержания летучих в веществе недифференцированной мантии, подошел к решению проблемы состава верхней мантии Дж.Д. Николс [58]. Им учитывались особенности некоторых базальтов концентрировать в своих составах титан. В табл. 3 показан химический состав мантии, потерявшей летучую составляющую в результате дегазации глубинных областей. Как это следует из данных анализа Николса, химический состав мантии практически должен соответствовать тем составам, которые приводит А.Э. Рингвуд для пиrolитов.

### СОСТАВ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИИ

В геохимическом аспекте познания вещества мантии как источника базальтовых магм можно выделить две стороны этой проблемы. Первая относится к общей оценке состава вещества мантии по внеземным породам и вторая - оценка по породам земного происхожде-

Таблица 4

Химический состав мантии Земли и Луны

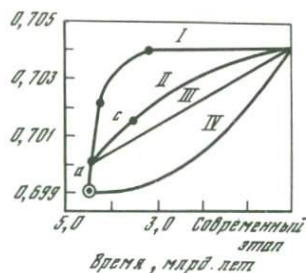
Окислы	Земля		Луна	
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	48,09	43,25	53,1	49,1
TiO <sub>2</sub>	0,13	-	1,0	0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,02	3,90	5,0	6,0
FeO	12,71	9,25	13,5	18,0
MnO	0,43	-	0,4	0,5
MgO	31,15	38,10	22,5	19,6
CaO	2,32	3,72	4,0	5,3
Na <sub>2</sub> O	1,13	1,78	0,1	0,1
K <sub>2</sub> O	0,13	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	-	0,4	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	-	-	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,50

Примечание. 1 - [61]; 2 - [56]; 3 - [63]; 4 - [64].

дения. Оценка состава мантии по внеземным породам исходит из представлений о составе метеоритов как родственного вещества Земли. В настоящее время накоплен большой материал, свидетельствующий о минеральном и химическом составе метеоритов. Рассматривая метеоритное вещество как исходное или составляющее вещество земли Мейсоном [61] и А.Э. Рингвуд [56] предположили состав мантии на основании предпосылок о разделении вещества метеоритов на составляющие ядра и мантии. Первый принял, что мантия и кора вместе взятые отвечают составу силикатной фазы бронзитовых хондритов, а ядро сложено железо-никелевой фазой и тролитом этих метеоритов. В расчете А.Э. Рингвуда участвует состав углистых хондритов, из которых в результате дегазации удалена большая часть летучих компонентов и восстановлена до металлического состояния часть окислов, из которых формировалось ядро. В состав ядра, по его мнению, кроме элементов группы железа входит также кремний. В табл. 4 показаны химические составы мантии, по данным Мейсона и Рингвуда. Химическая оценка состава мантии, как это видно из данных таблицы, в значительной степени различна. Особенно это относится к оценке по содержанию кремния и магния. В результате, согласно модели Мейсона, минеральный состав мантии должен быть представлен с преобладанием в ней ортопироксена над оливином, клинопироксеном и грана-

том. Модель Рингвуда предполагает преобладание оливина над ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом. По более раннему мнению А.П. Виноградова [62], оценка состава вещества мантии должна вестись, не только исходя из состава метеоритов хондритов, но и с учетом участия в формировании земли железных метеоритов. Это заключение А.П. Виноградов делает из следующих соображений:

Рис. 12. Диаграмма, показывающая возможные изменения отношения изотопов стронция при различных моделях эволюции мантии, по данным [65]



"железное ядро Земли составляет 30,9% веса Земли. Следовательно, если бы даже в процессе дифференциации первичного метеоритного вещества Земли все железо хондритов (10% Fe силикатов и + 15% Fe железной и троилитовой фазы) ушло бы на образование ядра Земли, то и тогда Fe хондритов было бы далеко недостаточно. Поэтому более логично допустить, что на образование Земли пошло не только вещество хондритов (как наиболее распространенных), но и известное количество материала железных или железо-каменных метеоритов. Основными молекулами, слагающими вещество мантии, как мы видели из состава хондритов, таким образом, должны быть:  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  и  $(Mg, Fe)SiO_3$ ". В данном случае А.П. Виноградов не дает спекулятивную с высокой точностью оценку состава мантии, указывая только на ультраосновной ее состав.

Так или иначе все три модели Земли, исходя из метеоритного состава, предполагают ультраосновной, а не основной силикатный состав мантии, хотя количественная оценка состава вещества весьма различна. Тем более поэтому примитивные расчеты состава мантии из метеоритного вещества требуют аналитической аргументации. В качестве такой аргументации используются исследования изотопных соотношений в метеоритах и в породах земного происхождения, рассматривая эти соотношения как своеобразные фотографические отпечатки процессов, протекавших при преобразовании метеоритного вещества. В задачу исследования изотопных соотношений входит четкое отделение негативных и позитивных отпечатков. Последнее осложняется тем, что нам неизвестен путь, по которому эволюционировало вещество Земли с момента его консолидации и это обстоятельство затрудняет возможность объективно оценить определяемые значения изотопных соотношений с позиций их генезиса. С.Р. Харт [65] предполагает четыре возможных варианта эволюции вещества Земли на примере изменения соотношений радиогенного стронция  $^{87}Sr$  к нерадиогенному  $^{86}Sr$ . На рис. 12 демонстрируется диаграмма, показывающая возможные изменения отношений изотопов стронция

при различных моделях эволюции Земли и мантии. Принимая величину соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равную 0,699, отвечающую отношению этих изотопов в метеоритах, и величину отношения, равную 0,704 как среднюю для современных океанических базальтов Харт предлагает следующие возможные пути эволюции мантии:

I. За первый миллиард лет происходит резкое увеличение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (от 0,699 до 0,702) в результате дифференциации мантии (точка "в"). В последующем это соотношение изменяется постепенно за длительный промежуток времени. Эта модель предполагает раннее отделение земной коры от мантии.

II. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , показанное в точке *a*, характеризует раннюю стадию дифференциации земли из хондритов. В интервале времени от *a* до *c* происходило формирование коры, после чего изменение отношения изотопов стронция происходило постепенно, характеризуя постепенную эволюцию континентов.

III. Точка *a* характеризует главную стадию дифференциации Земли и окончание дифференциации в верхней мантии. В последующее время формирование земной коры за счет материала мантии компенсируется материалом глубинных частей Земли, еще не затронутых процессами дифференциации.

IV. Процесс, характеризующий одновременную эволюцию всех уровней земных глубин с момента консолидации вещества земли по настоящее время.

Как отмечает С.Р. Харт, предлагаемые модели ограничиваются в своих возможностях на право существования рядом факторов, связанных с незнанием термической истории Земли, химического поведения главных элементов при разделении вещества метеоритов, отсутствие статистически усредненных изотопных данных для ряда пород и т.д. Например, отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в молодых океанических базальтах колеблется по данным определений от 0,702 до 0,705, что свидетельствует, по мнению Харта, о том, что стронций этих базальтов поступает из источников различной глубины заложения или соответственно из вещества, прошедшего разную стадию эволюции. Следует заметить, что трудно представить, что близкие по составу базальты могли бы образовываться на значительно различных глубинах и тем более из вещества различного состава. Установленное разнообразие в соотношениях изотопов стронция только в современных базальтах затрудняет поиски прямой связи между ними и их источником и тем более затрудняется идентификация недифференцированного, первичного вещества мантии, образовавшегося из метеоритов.

Другим фотографическим отпечатком, позволяющим приблизиться к установлению состава мантии, является распределение U, Th, K, Rb и других редких и рассеянных элементов в породах земного и неземного происхождения. Исследование распределения этих элементов в метеоритах и океанических толеитах привели П.В. Гаста [66, 67] к выводу, что химический состав Земли в целом может быть ближе по составу к базальтовым ахондритам, чем к хондритам. Эту

связь между базальтовыми хондритами и базальтами земного происхождения Гаст [67] демонстрирует через распределение калия и рубидия в метеоритах и базальтах разного состава на рис. 13. Из приведенного распределения этих элементов следует, что отношение  $K/Rb$  в породах мантии должно быть выше величины 1500 и возникновение этого отношения возможно только в результате дифференциации (плавления) силикатной части базальтовых хондритов, но не хондритов. Однако исследование  $K/Rb$  отношения в амфиболовых перидотитах и рассмотрение их как источника базальтовых магм привело С.Р. Харта и Л.Г. Алдрича [68] к выводу о том, что  $K/Rb$  отношение в базальтах не может характеризовать вещество мантии и их отношение к метеоритам. Ими показано, что  $K/Rb$  отношение глубинных толентов не имеет определенного предела, так как при плавлении таких пород, как амфиболитизированные перидотиты возникают такие контрастные соотношения калия к рубидию (от 100 до 5000), которые не могут объяснить их связь с базальтовыми хондритами. Харт и Алдрич приходят к выводу, что содержание редких элементов скорее отражает их глубинное распределение в породах земли, чем обратное, связанное с дифференционными процессами. Д.Х. Грин и А.Э. Рингвуд [28], обсуждая проблему отношений изотопных и рассеянных элементов в происхождении пород, а следовательно, и вещества мантии выделяют достаточно случайные и неслучайные содержания этих элементов в породах. К случайным соотношениям относятся случаи содержания элементов с высокими колебаниями. Природа этих колебаний связывается с неспособностью отдельных элементов входить в структуру минералов при определенных давлениях и температурах, с их способностью легко выплавляться и концентрироваться. Эти элементы получили название "некогерентных". Думается, что выражение когерентные и некогерентные элементы лишь простое замещение понятий изоморфные и неизоморфные. Однако, поскольку эти термины вошли в практику их использования не имеет смысла в настоящем рассмотрении изменять их. Грином и Рингвудом [28] приводится ряд примеров, которые демонстрируют переход элементов с когерентными свойствами в некогерентные. Например, в плагиоклазе, кальций, по их мнению, легко замещается на стронций. В условиях разложения анортитовой составляющей плагиоклаза стронций должен становиться некогерентным элементом, так как, освобождаясь при разложении плагиоклаза, он не может свободно войти в структуру пироксенов. Однако, как отмечает С.А. Паланджян [69], в анортозитах гипербазитов Севанского хребта содержание стронция значительно меньше (от 0,03 до 0,1%), чем в лейкократовых габбро (в среднем 0,21%). Последнее свидетельствует о том, что не простое замещение кальция на стронций делает его когерентным элементом, а избирательная способность определенных составов плагиоклазов в определенных условиях способна приводить к значительным замещениям этого элемента на кальций. Не исключено, что стронций после разложения плагиоклаза (анортита) будет концентрироваться

ся многоактно, но свидетельствуют о том, что в расплавах происходил процесс эволюции через дифференциацию магм с выделением твердых дифференциатов. Одним из безусловных твердых дифференциатов на Луне являются анортозиты. Дж.А. Вудом и др. [73] выдвинуто предположение, что лунные континенты представляют кору, сложенную анортозитовыми породами. Естественно, что если кора представлена анортозитами, то какой-то тип базальтов Луны должен иметь с ними генетическую связь, являясь жидкой фракцией процесса дифференциации каких-то иных исходных пород или расплавов. Изучение содержания р.з.э. в лунном анортозите и лунных базальтах демонстрирует, прямую генетическую связь анортозитов с базальтами через резкое возрастание содержания европия в анортозитах и снижение его содержания в базальтах (рис. 14). Однако на этом обрывается нить к первоисточнику базальтов и анортозитов Луны. Дальнейшая интерпретация первичного состава Луны и состава ее мантии основана на спекулятивных предположениях и расчетах. Следует только отметить, что в результате исследования содержаний р.з.э. в породах Луны П.В. Гаст [64] пришел к выводу, что "анортозит выделился из расплава, который уже был обеднен европием" и "по составу этот расплав был ближе к породам, доставленным "Аполлоном-11", чем к породам, доставленным "Аполлоном-12".

П.В. Гаст и Н.Дж. Хабборт [75] отмечают также, что если данные по химическому составу вещества Луны "дадут какие-либо указания на источник происхождения подобных анортозитов, то будет легко сделать вывод, что содержание стронция в анортозите превысит величину  $200 \cdot 10^{-4}\%$ . Для образования коры мощностью 25 км. с таким содержанием стронция потребуются полный вынос стронция из оболочки мощностью 250 км, если исходить из предположения о содержании стронция равным его концентрации в хондритах", а "если вещество Луны претерпело дифференциацию земного типа, при которой кора содержит более половины общей концентрации ряда элементов в веществе планеты, а масса коры составляет 0,5% массы Земли, то в этом случае мощность лунной коры не превысит 3 км. Поэтому мощность коры может быть сопоставима с вертикальным масштабом рельефа лунной поверхности". Авторы предполагают существование многих "окон" в лунной коре, "в которой мантия выходит на поверхность". Поиски этих "окон" и взятие вещества в них во многом будут способствовать решению вопроса о связи ассоциации пород анортозит + базальт с первоисточником, приближающегося по составу к веществу мантии. Подобные "окна" предполагаются и на Земле, в рифтовых зонах океанических областей. Взятые в этих районах пробы вещества указывают на ультраосновной, а не пироксенитовый состав мантии, предполагая ее пиролитовую модель, о которой говорилось выше [76]. Следует, однако, предостерегаться представлений о том, что петрогенезис Луны сходен с петрогенезисом Земли. Указание к этому следует хотя бы из того факта, что на Луне не обнаружен весь основной комплекс пород,

который встречается на Земле. Всего вероятней, Луна имеет примитивную кору небольшой мощности, образовавшуюся в раннюю стадию формирования этого небесного тела. По-видимому, скорее можно говорить не о коре, а о покрове Луны. Ответ на этот вопрос должны дать исследования абсолютного возраста ее пород. Однако для петрологии более важным является ответ на вопрос о типах базальтов, встречающихся на ней. Абстрагируясь на данном этапе от типизации базальтов Луны, следует обратить внимание на тот факт, что среди них обнаруживаются базальты, содержащие в своем составе или нормативный кремнезем в стеклах или кристаллический в форме кристоболлита и тридимита [77-79]. В настоящий момент трудно оценить вклад базальтовых пород, содержащих свободный кремнезем в покровную часть пород Луны, но в сумме с породами, насыщенными кремнеземом, такими как анортозиты, они, по-видимому, составляют значительную часть. Образование пород, содержащих свободный кремнезем, из основных и даже ультраосновных расплавов возможно в результате трех различных по своему физическому смыслу процессов.

I. В результате прямого выплавления расплавов, содержащих нормативный кремнезем. Такое выплавление может быть обеспечено на небольших глубинах в результате инкогруэнтного плавления таких минералов, как ортопироксены и плагиоклазы в присутствии и отсутствии летучих компонентов.

II. В результате неравновесной кристаллизационной дифференциации магматических расплавов с отделением в качестве твердой фазы в количествах больших чем при равновесной дифференциации минералов, не насыщенных кремнеземом, таких как оливин, шпинели, гранат.

III. В результате окисления в расплавах двухвалентных элементов до трехвалентных. Прежде всего это относится к железу, входящему в состав оливина, пироксенов и граната. В результате окисления и образования магнетита и гематита освобождается кремнезем указанных минералов. Однако, учитывая то, что в окололунном пространстве отсутствует окислительная обстановка, этот процесс исключается в петрогенезисе лунных пород, но является вполне реальным фактором в петрогенезисе пород Земли. В породах и минералах Луны часто встречается самородное железо, что скорее говорит о восстановительных условиях образования пород на Луне. В результате этого процесса также должен освобождаться кремнезем.

Возвращаясь к сути затронутого вопроса и перенося его на процессы формирования состава коры и мантии Земли, следует отметить, что на ранней стадии в доатмосферный период они также, по-видимому, имели место на Земле. Остается определить масштабы этих явлений, чтобы утверждать, что один из древнейших горизонтов Земли сложен породами, насыщенными и даже пересыщенными кремнеземом, тем не менее относящимися к базальтам (габбро-эклогитам или пироксенитам).

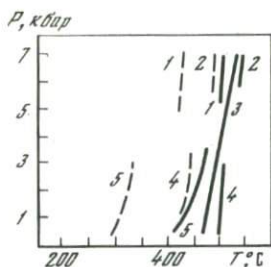


Рис. 15. Сводная диаграмма по экспериментальному исследованию равновесий  $2Fo + 3H_2O = Srp + B$  и  $6Fo + T + 9H_2O = 5Srp$  в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$ . Штриховые линии - равновесие  $2Fo + 3H_2O = Srp + B$ , сплошные линии - равновесие  $6Fo + T + 9H_2O = 5Srp$ .  
 1 - [84]; 2 - [85]; 3 - [86]; 4 - [81]; 5 - [82]

род ультраосновного ряда происходят по следующим установленным Боуэном и Таттлом двум реакциям:



где минеральная ассоциация  $Fo + T$  образуется при изменении энстатита ультраосновных пород по реакции:



Хотя эти равновесия изучались много раз, до настоящего времени окончательно не установлены четкие границы условий, определяющих поле стабильности магнезиального серпентина. Последнее отчетливо показано на рис. 15, где сведены все имеющиеся экспериментальные результаты по установлению приведенных выше равновесий. Из рисунка видно, что экспериментальные данные Скарфа и Вилли [82], относящиеся к наиболее поздним, в значительной степени отличаются от определения предшественников. Так, например, реакция  $2Fo + 3H_2O = Srp + B$ , по их данным, расположены примерно на  $100^\circ$  ниже, чем это определено Боуэном и Таттлом, а равновесие  $6Fo + T + 9H_2O = 5Srp$  смещено на  $40-70^\circ$  в низкотемпературную область от такого же равновесия, определенного Боуэном и Таттлом. Остается только надеяться, что установленные Скарфом и Вилли условия равновесия этих реакций, наиболее надежные, благодаря использованию ими оригинального методического подхода при решении данной экспериментальной задачи. Следует отметить, что исследование  $P-T$  параметров реакции  $6Fo + T + 9H_2O = 5Srp$  позволило определить верхний температурный предел устойчивых состояний серпентина. Предел же устойчивости серпентина от давления при ограниченной температуре изучался Склярком и др. [83]. В результате проведенного исследования ими показано, что серпентин разлагается на брусит, периклаз и минерал слоистого строения с базальным межслоевым расстоянием около  $10 \text{ \AA}$  в условиях давления выше  $30 \text{ кбар}$  и температур до  $520^\circ\text{C}$ . Таким образом, к настоящему времени достаточно надежно установлены реакции образования серпентина из минералов ультраосновных пород и показано, что с повышением давления серпентин способен разлагаться так же, как и с повышением температуры. Ниже основное внимание уделено:

1. Экспериментальному выяснению возможности протекания ранее не исследованных реакций серпентинизации и десерпентинизации в области высоких и сверхвысоких давлений с целью дальнейшей разработки механизма серпентинизации и уточнения общего строения поля устойчивости серпентина в  $P-T$  параметрах.

2. Проведение термодинамического анализа ряда равновесий, представляющих петрологический интерес, что позволит вскрыть слабо уловимые экспериментальными методами особенности строения  $P-T$  границ равновесных превращений.

3. Экспериментальному выяснению причин и условий, приводящих к образованию различных минеральных видов серпентиновых минералов.

Заключительная часть рассмотрения посвящена приложению результатов исследований к проблеме серпентинизации ультраосновных пород. Помимо соображений о верхних  $P-T$  границах существования серпентина, рассматривается ряд вопросов, касающихся возможного механизма протекания процессов серпентинизации в природных условиях, связанных с образованием некоторых минеральных ассоциаций и серпентина в стабильных и метастабильных условиях.

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РЕАКЦИЙ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ И ДЕСЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

В экспериментальном исследовании [87, 88] основное внимание уделено установлению направления реакций, а не уточнению  $P-T$  условий равновесных границ, так как последние устанавливались многократно рядом исследователей. Экспериментально решались две задачи:

1. Исследование реакций в условиях привноса в систему ультраосновного состава избыточного кремнезема, т.е. в условиях нарушения изохимичности процесса серпентинизации.

2. Установление ранее не исследованных реакций серпентинизации и десерпентинизации.

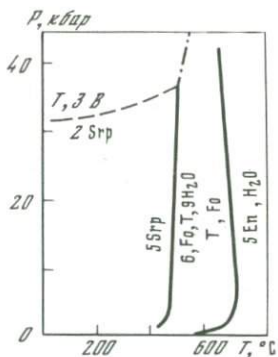
Целью первой серии проведенных экспериментов являлось, с одной стороны, исследование взаимодействия серпентина с кремнеземом, с другой, — подтверждение возможности образования серпентина по реакции  $3 Fo + Q + 4 H_2O = 2 Srp$  в условиях, возможных в природе. Следует отметить, что число выполненных опытов было невелико и они носили только качественный характер. Поскольку изучаемые процессы протекали крайне медленно, оказалось возможным выявить лишь некоторые тенденции в отношении изменения исходных веществ в соответствующих условиях. Давление во всех опытах равнялось 5000 атм. В качестве исходных материалов использовались антигорит, оливин с содержанием около 10% фаялита, кремневая кислота, содержащая 13,36% воды, и кварц. Продукты опытов исследовались оптическим и рентгеновским методами. В первой группе опытов, первой серии, смеси серпентина с кварцем или с кремневой кислотой выдерживались при различных температурах:

щений в различных минеральных парагенезисах при серпентинизации и установление предела устойчивого состояния серпентина с повышением давления. Из результатов исследования видно, что серпентин является устойчивым минералом в области температур до  $520^{\circ}\text{C}$  и давлений до 35 кбар. В этих же условиях смесь талька и брусита преобразуется в серпентин (см. табл. 6). В области температур до  $520^{\circ}\text{C}$ , но при давлениях выше 30–35 кбар исходный образец серпентина превращается в изотропное вещество, в котором можно различить мельчайшие кристаллические зародыши. Диагностика зародышей оказалась затруднительной, но было сделано предположение, что образующиеся зародыши являются бруситом. Проведенные опыты со смесью талька и брусита показывают устойчивость данной минеральной ассоциации при давлении 40 кбар и температуре  $400^{\circ}\text{C}$  (см. табл. 6). Минеральная ассоциация тальк + форстерит, образующаяся из серпентина с повышением температуры, устойчива, как это показал эксперимент даже при давлении 40 кбар, но при температурах выше  $500^{\circ}\text{C}$ . Опыт, проведенный с использованием смеси кремнекислоты и гидроксида магния, показал совместное образование серпентина и талька в присутствии исходных веществ. Данный опыт проведен в поле стабильности серпентина.

Из итогов проведенных экспериментов следуют определенные выводы. Ассоциация тальк + брусит является неустойчивой в поле стабильности серпентина и преобразуется в серпентин. С повышением давления стабильность ассоциации тальк + брусит возрастает и при 40 кбар и  $400^{\circ}\text{C}$  она не претерпевает изменений. Прямое превращение серпентина в тальк + брусит при давлении 40 кбар не обнаружено. В этих условиях серпентин превращается в изотропную массу, в которой отмечено образование небольшого количества недиагностируемых микрокристаллических зародышей, сходных с бруситом. Проведенный эксперимент позволяет полагать, что при давлениях выше 30 кбар серпентин разлагается на брусит и тальк согласно реакции  $2 \text{Srp} = \text{T} + \text{B}$ . Выше уже говорилось, что Скляр и др. [83] рассматривают разложение серпентина в данной области температур и давлений, как реакцию разложения серпентина на брусит, периклаз и минерал слоистого строения с базальным межплоскостным расстоянием около 10 Å. Думается, что использованный Скляром метод шринг-стресса при проведении эксперимента не только осуществлял реакцию разложения серпентина на тальк и брусит, но также приводил к частичной дегидратации брусита и талька. Межплоскостное расстояние в тальке  $9,25 \text{ \AA}$ .

На рис. 16 показано общее строение поля серпентина на диаграмме  $P-T$ . Верхний температурный предел устойчивости серпентина ограничен кривой равновесия  $5 \text{Srp} = 6 \text{Fo} + \text{T} + 9 \text{H}_2\text{O}$ , построенной в интервале давлений до 35 кбар с использованием данных Скарфа и Вилли [82] и результатов исследования в работе [88]. Согласно реакции  $5 \text{Srp} = 6 \text{Fo} + \text{T} + 9 \text{H}_2\text{O}$  серпентин с повышением температуры разлагается на тальк, форстерит и воду. Верхний температурный

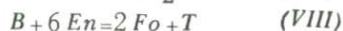
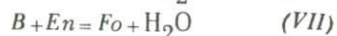
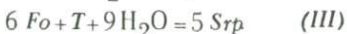
Рис. 16. Верхние  $P$ - $T$  пределы стабильности серпентина по экспериментальным данным [88]



предел устойчивости этой минеральной ассоциации ограничен экспериментально установленной кривой равновесия реакции  $5En + H_2O = T + Fo$  по данным С. Китахара и др. [85]. Установленная ими кривая преобразования талька и форстерита в энстатит + вода меняет свой знак с положительного на отрицательный с повышением давления. В результате этого стабильное поле форстерит + тальк должно выключиться при давлении выше 50 кбар и температуре около  $600^\circ\text{C}$ . При давлениях выше 50 кбар и при температурах выше  $600^\circ\text{C}$  устойчивая ассоциация тальк + брусит должна превращаться в форстерит + энстатит + вода. Граница превращения серпентина в тальк + брусит намечена по данным термодинамического расчета (рис. 16).

#### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РЕАКЦИЙ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ И ДЕСЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Результаты экспериментальных исследований должны найти свое подтверждение в теоретических построениях. С этой целью авторы работы [89] в широком интервале температур и давлений провели термодинамический расчет следующих равновесий:



Термодинамические расчеты между водными и безводными фазами в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$  проводились неоднократно рядом исследователей. Это объясняется тем, что накапливаются новые более качественные данные о термодинамических свойствах минералов или новые экспериментальные данные, используемые для экстраполяции расчетными методами. Бенингтон [90] впервые на основании выполненных им термодинамических определений энтальпии образования серпентина и талька рассчитал ряд равновесных моновариантных кривых при относительно низких давлениях, в том числе и реакции II, III, VI. Олсен [91], используя имеющиеся термодинамические данные, рассчитал кривую равновесия, определяющую верхний предел устойчивости серпентина до давлений 3500 атм. Китахара и Кеннеди [92] провели термодинамический расчет ре-

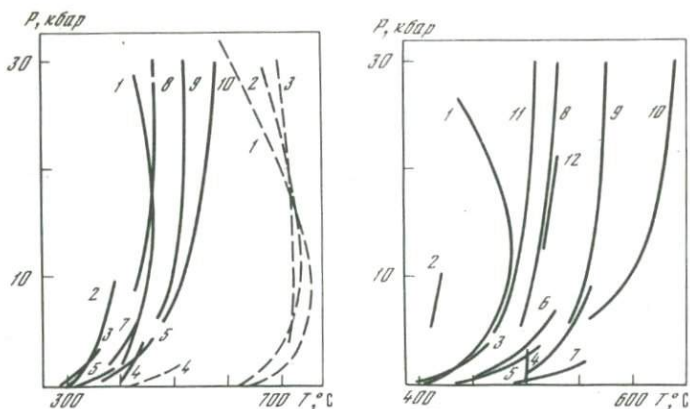


Рис. 17. Сводная  $P$ - $T$  диаграмма по экспериментальным и термодинамическим исследованиям равновесий II и VI в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$

Сплошные линии – равновесие II: 1 – [89], 2 – [88], 3 – [82], 4 – [81], 5 – [91], 6 – [95], 7 – [96], 8 – [84], 9 – [85], 10 – [92]. Пунктирные линии – равновесие VI: 1 – [89], 2 – [92], 3 – [85], 4 – [90]

Рис. 18. Сводная  $P$ - $T$  диаграмма по экспериментальным и термодинамическим исследованиям равновесия III в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$

1 – [89]; 2 – [87]; 3 – [82]; 4 – [81]; 5 – [91]; 6 – [86]; 7 – [90]; 8 – [84]; 9 – [85]; 10 – [92]; 11 – [88]; 12 – [97]

видно, что во всех предыдущих работах равновесия II и III с увеличением давления смещаются в область все более и более высоких температур. Однако, как установлено расчетами, моновариантные кривые II и III при определенных  $P$  и  $T$  изменяют свой наклон на отрицательный и пересекаются в моновариантной точке (рис. 19), т.е. при увеличении давления эти кривые смещаются в область низких температур.

Реакции IV, V. Исследование этих реакций должно помочь разобраться в дальнейшей судьбе ассоциации тальк – брусит, образующейся при разложении серпентина при высоких давлениях (реакция I). Исходя из экспериментальных данных, было высказано предположение, что стабильное поле форстерит + тальк, образующееся при реализации равновесия III должно исчезнуть при давлении около 50 кбар и температуре около  $600^{\circ}C$ . При этих  $P$  и  $T$  устойчивая ассоциация тальк + брусит (реакция I) должна превращаться в форстерит + энстатит +  $H_2O$ . Это предположение в целом получает подтверждение. Действительно, моновариантные кривые IV и V ограничивают по температуре устойчивую ассоциацию тальк + брусит (см. рис. 19). Кривая равновесия IV ограничена температурой  $440^{\circ}C$  с положительным отклонением от вертикального положения  $\pm 10^{\circ}C$ . Данное равновесие будет стабильным в интервале давлe-

ний 28–41,5 кбар (см. рис. 19). Устойчивая ассоциация форстерит + тальк, ограниченная кривыми равновесий *II* и *VIII*, выклинивается в невариантной точке с координатами  $T = 440^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 41,5$  кбар, уступая место парагенезису форстерит + энстатит + вода.

Моновариантная кривая *V* изменяет свой знак наклона с положительного на отрицательный и является метастабильной вплоть до давления, равного 41,5 кбар. Выше этого давления и начиная с  $T = 440^{\circ}\text{C}$  равновесие *V* будет устойчивым; смещаясь в область более низких температур с отрицательным наклоном, равным  $-120$  бар/град (см. рис. 19).

Реакция *II*. Термодинамическое исследование равновесия  $F_o + T = 5En + H_2O$  в целом подтверждает результаты исследований, проведенных ранее, а также подтверждает экспериментальные результаты, приведенные выше, о том, что минеральная ассоциация форстерит + тальк + вода устойчива при давлении 40 кбар [88] (рис. 19). Моновариантная кривая преобразования талька и форстерита в энстатит +  $H_2O$  вследствие большого изменения объема твердых фаз на 1 моль  $H_2O$  меняет знак наклона с положительного на отрицательный и пересекаясь с другими моновариантными кривыми образует невариантную точку с параметрами  $440^{\circ}\text{C}$ , 41,5 кбар (рис. 19).

Моновариантная кривая *VII* является метастабильной вплоть до давлений 41–42 кбар. Выше этих давлений при температурах  $440\text{--}450^{\circ}\text{C}$  ассоциация энстатит + брусит переходит в устойчивую ассоциацию форстерит + вода.

Моновариантная кривая *VIII* соответствует твердофазовой реакции, протекающей при высоких давлениях. Она ограничивает устойчивую ассоциацию форстерит + тальк по давлению с отрицательным наклоном  $\sim 15$  бар/град, слабо изменяющимся во всем температурном интервале (рис. 19). Используя метод Скрейнемаркера [98], авторы работы [89] установили также, что при участии в реакциях шести фаз (серпентина, талька, форстерита, энстатита, брусита и воды) в системе  $MgO\text{--}SiO_2\text{--}H_2O$  может образоваться шесть невариантных точек и 28 моновариантных

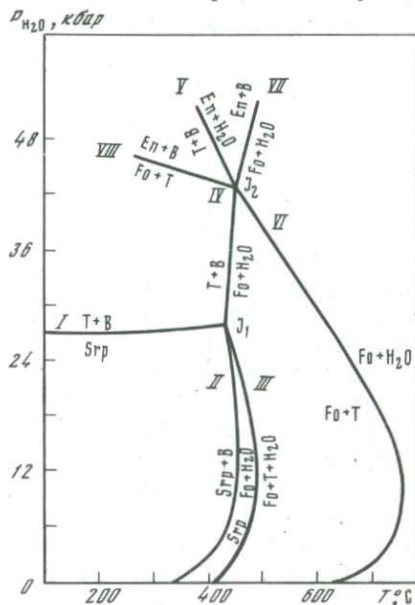
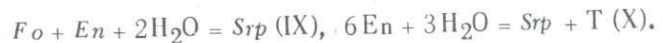


Рис. 19. Основная  $P\text{--}T$  диаграмма фазовых соотношений в системе  $MgO\text{--}SiO_2\text{--}H_2O$ , построенная по результатам термодинамических исследований [89]

равновесий. Построив все диаграммы они нашли, что из всех перечисленных равновесий реально существуют только те, которые относятся к невариантным точкам  $I_1$  и  $I_2$  (см. рис. 19). Все остальные равновесия во всем интервале температур и давлений являются метастабильными. Некоторые равновесия, являясь метастабильными, тем не менее прослеживаются в природе. Например, из геологических наблюдений известны следующие две схемы серпентинизации:



В связи с этим А.А. Маракушев [99] высказывал мнение, что экспериментальные данные по серпентинизации форстерита и пироксена находятся в несоответствии с рассматриваемыми схемами процессов. Однако дело в том, что в условиях  $P_{H_2O} = P_S$  реакция IX, которой определяется область устойчивости гардбургитов, является метастабильной, так как энстатит во взаимодействии с водой образует гидратированные минералы при температуре выше верхнего предела устойчивости серпентина. То же самое можно сказать и в отношении реакции X. Так, при  $P = 4$  кбар реакции III соответствует  $T \approx 460^\circ C$ , тогда как реакция X имеет  $T \approx 580^\circ C$ , т. е. тоже значительно выше верхнего температурного предела устойчивости серпентина. Наличие в природе подобных равновесий объясняется, по-видимому, факторами кинетического порядка, главным из которых будет скорость осуществления данного процесса. Случай метастабильного образования фаз можно предсказать на основании известного правила Оствальда, согласно которому сначала образуется ассоциация с минимальной термодинамической устойчивостью, характеризующаяся максимальной скоростью. Таким образом, нет ничего удивительного в том, что при метаморфизме появляется возможность метастабильного образования минералов вне поля устойчивости, по крайней мере одного из них. Из невариантной точки  $I_1$  с координатами  $T = 430^\circ C$  и  $P = 27,8$  кбар исходят четыре моновариантные кривые I-IV (см. рис. 19). Здесь мы имеем типичный случай тройной системы с двумя индифферентными фазами.

Дивариантное поле, ограниченное моновариантными кривыми I и III, является область стабильного существования серпентина. Поскольку моновариантная кривая III изменяет знак наклона с положительного на отрицательный, постольку верхний температурный предел устойчивости серпентина будет заметно изменяться с увеличением давления. Тем не менее можно сказать, что максимальный верхний предел устойчивости серпентина соответствует температуре  $490^\circ C$  (в интервале 9-16 кбар).

При всех температурах выше кривой III серпентин может находиться только в метастабильном состоянии. Область стабильного существования серпентина ограничена по давлению кривой I, что соответствует давлениям 27-28 кбар во всем температурном интервале (см. рис. 19). Кривая, соответствующая реакции IV, свя-

зывает невариантные точки  $I_1$  и  $I_2$ . Из невариантной точки  $I_2$  с координатами  $T = 440^\circ C$  и  $P = 41,5$  кбар исходят моновариантные кривые IV-VIII (см. рис. 19). Из невариантной точки  $I_2$  исходит в область низких давлений моновариантная кривая VI, поведение которой в свете последних данных представляет известный интерес. Получаемая в эксперименте ассоциация форстерита с тальком в природных условиях возникает сравнительно редко. Д.С. Коржинским предполагалась полная неустойчивость парагенезиса оливина с тальком в горных породах, но на некоторых месторождениях несомненно устойчивая ассоциация этих минералов, как, например, в магнезиальных мраморах Малого Каратау, Юго-Западного Памира и др. [99].

#### ПРЕВРАЩЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ СЕРПЕНТИНА ПОД ДЕЙСТВИЕМ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

Наряду с выяснением  $P-T$  условий серпентинизации пород ультраосновного ряда и механизма образования серпентиновых минералов важным вопросом является выяснение причин и условий, приводящих к образованию различных минеральных видов серпентиновых минералов. Ниже приводятся результаты экспериментального исследования, проведенного в условиях высоких давлений и температур с целью установления возможных изменений в минералах серпентина под действием этих факторов. Многочисленные минеральные виды серпентина объединены в три группы: хризотил, антигорит и лизардит. Существует две точки зрения на происхождение этих минералов. Первая предполагает, что хризотил, антигорит и лизардит являются полиморфными формами состава  $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$  [100]. Вторая точка зрения сводится к тому, что хризотил, антигорит и лизардит не являются полиморфными формами и различие их структур обусловлено незначительными колебаниями в химическом составе основных компонентов этих минералов. [101]. Известно, что в структуре серпентиновых минералов возможно изоморфное замещение магния на железо и никель, а кремния — на алюминий. Железо и никель могут замещать магний в широких пределах. В случае существования полиморфных превращений между хризотилом, антигоритом и лизардитом условия образования каждой из групп этих минералов должны определяться строгими параметрами давлений и температур. В случае существования различий в структурах, обусловленных различиями в химическом составе минералов, образование каждой из групп будет находиться в прямой зависимости от условий химизма среды, в которой протекает процесс серпентинизации.

Кроме серпентиновых групп хризотила, антигорита и лизардита, отдельные исследователи выделяют еще одну группу серпентинов — группу девейлита [102]. В то время, как серпентиновые группы хризотила, антигорита и лизардита морфологически характеризуются волокнистостью или отчетливой чешуйчатостью своих агрегатов, серпентиновые группы девейлита представляют собой массивные, скрытокристаллические образования. Как самостоятельная группа серпен-

Таблица 9

Химический состав (в вес. %) антигорита, хризотила, лизардита

Окислы	Антигорит	Хризотил	Лизардит
SiO <sub>2</sub>	43,02	39,38	39,64
TiO <sub>2</sub>	-	-	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	4,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	2,02	3,30
FeO	0,37	0,23	1,34
CaO	-	0,2	0,48
MgO	43,13	41,18	38,86
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,77	1,86	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,28	15,12	12,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	He опр.	He опр.
F	0,47	He опр.	He опр.
Сумма	100,42	100,00	100,97

тины девейлита выделены по характерным рентгенографическим признакам. Согласно рентгеноструктурным данным отнесение той или иной разновидности серпентиновых минералов к группе хризотила, антигорита или лизардита производится по различиям на дебаграммах этих минералов. Различия выражаются в проявлении дублетов ярких линий, характерных для каждой из групп серпентиновых минералов [102-103].

При проведении экспериментального исследования авторами работы [104] в качестве исходных препаратов использованы природные антигорит, хризотил и лизардит. Химический состав этих минералов показан в табл. 9. Результаты опытов показаны в табл. 10. Диагностика как исходных, так и конечных продуктов экспериментального исследования проводилась рентгенофазовым и оптическим методами.

**Хризотил.** Исходный препарат хризотила имеет дублет ярких линий с  $d/n = 2,58$  и с  $d/n = 2,44$ . Интенсивность этих линий по десятибалльной шкале 4 и 9 соответственно. В образцах, полученных при давлениях до 9000 атм и температурах до 400°C, наблюдается снижение интенсивности линий с  $d/n = 2,58$ . При давлении выше 9000 атм эта линия расщепляется на две с  $d/n = 2,59$  и  $d/n = 2,53$  с низкими интенсивностями. Яркой линией из этого дублета остается линия с  $d/n = 2,44$ . Оптические свойства хризотила не изменяются, кроме увеличения среднего показателя преломления на 0,003-0,005. Удлинение кристаллов остается положительным, знак кристаллов отрицательный, исчезает трубчатость и волокнистость отдельных агрегатов с изменением на чешуйчатые

Таблица 10

Результаты опытов

Условия опытов		Серпентин		Условия опытов		Серпентин	
$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{тыс. атм.}$	исходный	после опыта	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{тыс. атм.}$	исходный	после опыта
200	3	Хризотил	Хризотил	400	10	"	"
300	3	"	"	400	15	"	Серпентин группы девейлита
300	9	"	"	400	25	"	То же
400	3	"	"	400	30	"	"
400	6	"	"	400	35	"	"
400	20	"	Серпентин группы девейлита	500	35	"	"
400	30	"	То же	500	36	"	"
300	25	Антигорит	Антигорит	400	20	Лизардит	"
300	30	"	"	450	20	"	"

формы в плотной массе. Значительно снижается двупреломление агрегатов вплоть до изотропного состояния.

Антигорит. Исходный препарат антигорита представляет собой сплошную плотную массу. Исходный антигорит имеет дублет ярких линий с  $d/n = 1,533$  и с  $d/n = 1,557$ . В образцах, полученных при давлении выше 1000 атм, намечается значительное уменьшение интенсивности линии с  $d/n = 1,557$ . Оптические характеристики полученного серпентина следующие: положительное удлинение, отрицательный знак кристаллов. Продукты синтеза приобретают мелкочешуйчатое строение с низким двупреломлением до изотропных состояний. Исходные агрегаты волокнистые.

Лизардит. Исходный препарат лизардита наименее чистая разновидность серпентина, использованная в настоящем исследовании. Лизардит отобран из смеси минералов ультраосновной породы. Дублет ярких линий исходного лизардита с  $d/n = 1,530$  и с  $d/n = 1,498$ , интенсивность которых соответственно 9 и 4. В образцах, полученных после опытов, линия с  $d/n = 1,498$  снижает свою интенсивность до полного исчезновения. Сохраняется чешуйчатый облик кристаллов. Наблюдается изотропизация агрегатов и общее снижение двупреломления.

Таблица 11

Основные межплоскостные расстояния исходных и полученных девейлита

Хризотил				Антигорит			
природный		после опыта		природный		после опыта	
d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l
7,22	10	7,22	10	7,13	10	7,22	10
3,62	9	3,62	10	3,62	9	3,62	9
2,58	8	2,58	2	-	-	-	-
2,44	9	2,44	8	2,51	10	2,51	9
-	-	-	-	1,56	6	1,56	2
1,527	9	1,527	9	1,530	7	1,533	7
-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Межплоскостные расстояния для серпентина групп девейлита взяты из работы [102].

Таким образом, под действием высоких давлений и температур одна из линий дублета каждой из использованных в эксперименте разновидностей серпентина снижает свою интенсивность или исчезает совсем. Из пяти наиболее характерных линий серпентиновых минералов остается четыре, после чего дебаеграммы всех трех разновидностей серпентинов становятся сходными с дебаеграммами серпентина группы девейлита и самого девейлита. Группа серпентиновых минералов с свойствами девейлита выделена как самостоятельная В.И. Михеевым [102] и характеризует серпентины, у которых отсутствует дублет линий на дебаеграммах для хризотила, антигорита и лизардита. Результаты измерения пяти межплоскостных расстояний в исходных препаратах природных серпентинов и серпентинов, полученных в процессе опытов, а также серпентина группы девейлита показаны в табл. 11.

Из данных табл. 11 видно, что, кроме затухания или исчезновения одной из линий дублета хризотила, антигорита и лизардита, наблюдается выравнивание значения линий, характеризующих размер серпентинового слоя. В продуктах, полученных после проведения опытов, оно становится одинаковым для всех трех разновидностей серпентина и равно 7,22 Å для khl-200. Большинство линий на полученных дебаеграммах имеют такой же размытый вид, как и на дебаеграммах девейлита, приведенных в работе Лафама [105]. Кроме рентгенофазового анализа, проведены термографические исследования природных серпентинов и серпентина, полученного под давлением 20 000 атм и температурах до 400°C. В качестве исход-

экспериментальным путем серпентинов, а также серпентина группы

Лизардит				Серпентин группы девейлита	
природный		после опыта		природный	
d/n	l	d/n	l	d/n	l
7,13	10	7,22	10	7,38	10
3,62	9	3,62	9	3,66	10
-	-	-	-	-	-
2,49	10	2,51	9	2,48	10
-	-	-	-	-	-
1,530	9	1,537	6	1,530	10
1,498	-	-	-	-	-

Таблица 12

Температуры тепловых эффектов и содержание H<sub>2</sub>O в минералах серпентина

Образцы	Температура пиков, T, °C		Температуры пиков на ДТГ, T <sup>o</sup> , °C	Полная потеря H <sub>2</sub> O, %
	эндоэффект	экзоэффект		
Антигорит	730	800	730	12,20
Лизардит	715,730	805	715,730	12,50
Хризотил	645,715	800	645,715	15,10
Серпентин группы	105,740	825	105,740	13,0
Девейлит	725	810	725	11,0
"	720	825	720	11,2
"	700	790	705	12,0
"	710	805	710	11,4
"	690	785	690	12,0

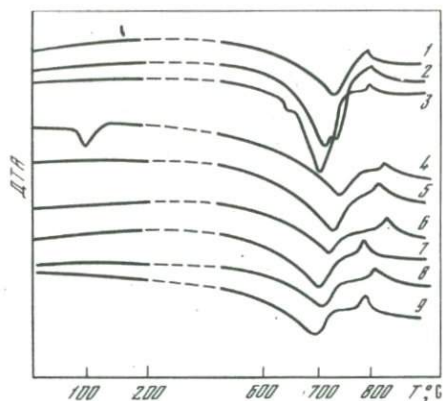


Рис. 20. Дифференциально-термические кривые минералов серпентина по данным [104]

1 - антигорит; 2 - лизардит; 3 - хризотил; 4-9 - серпентин группы девейлита

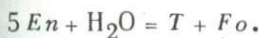
ного препарата для получения серпентина группы девейлита использован образец природного антигорита. Рассмотрение результатов табл. 12 и рис. 20 показывает, что синтезированные серпентины группы девейлита отличаются от исходного антигорита четким проявлением экзотермического пика, отделенного от эндотермического температурным интервалом в 50-60°C, в то время как у исходного экзотермический пик развивается вслед за эндотермическим без заметного температурного разграничения.

#### СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ В ПРИРОДНОМ ПРОЦЕССЕ

Материал, изложенный в предыдущих разделах, позволяет высказать некоторые соображения относительно образования серпентина в природе. К этим соображениям относятся вопросы механизма образования, пределы условий его стабильного существования, условий становления серпентиновых тел и условий образования различных видов серпентитовых минералов. Каков бы ни был механизм образования серпентина, этот процесс не может протекать при температурах, превышающих верхнюю температурную границу стабильности этого минерала. Основной реакцией, по которой может протекать процесс серпентинизации дунитов, является реакция (11). Эта реакция может иметь место в области температур, лежащей слева от  $P_{H_2O}-T$ -кривой ее равновесия. Следует также иметь в виду, что серпентинизация природных оливинов, содержащих Fe, обычно протекает при более низкой температуре, чем в случае чистого форстерита [81]. Полевые наблюдения [105, 106] подтверждают возможность протекания реакции (11), так как брусит в большинстве случаев присутствует в дунитовых породах наряду с серпентином.

В условиях, обеспечивающих привнос  $SiO_2$ , серпентинизация дунитов могла произойти при более высоких температурах в  $P_{H_2O}-T$ -области, расположенной справа от моновариантной кривой равнове-

сия реакции (11). Схема процесса соответствует реакции  $3Fo + Q + 4H_2O = 2Srp$ , протекающей в обратном направлении. Указанные соображения подтверждаются как экспериментальными данными, так и термодинамическими расчетами. По данным приведенных выше экспериментов, проводившихся при высоких давлениях паров воды, добавка  $SiO_2$  к природному оливину приводила к образованию серпентина, в то время как чистый оливин в тех же условиях не серпентинизировался. При рассмотрении указанного пути серпентинизации необходимо иметь в виду следующее. Данные термодинамических расчетов свидетельствуют о возможности предварительного образования талька из форстерита, кварца и воды в  $P_{H_2O} - T$  области, расположенной справа от кривой равновесия реакции (III). В этом случае дальнейшее превращение талька и форстерита в серпентин будет протекать по уравнению реакции (III). Можно, однако, предположить, что из-за кинетических факторов образование талька по реакции  $3Fo + 5Q + 2H_2O = 2T$  задерживается. Тогда для образования серпентина по реакции  $3Fo + Q + 4H_2O = 2Srp$  необходимо, чтобы скорость этого процесса значительно превышала скорость реакции  $T + H_2O = Srp + 2Q$ . В ином случае образующийся серпентин будет взаимодействовать с  $SiO_2$ , давая тальк. Процессы серпентинизации перидотитов в отсутствие привноса  $SiO_2$  также могут протекать при более высоких температурах, чем в случае дунитовых пород. Это становится очевидным при сопоставлении кривых давление - температура моновариантных равновесий реакции II и III, изображенных на рис. 19. Как известно, тальк образуется раньше серпентина (при температурах ниже  $650^\circ C$ ) в процессе охлаждения кристаллической массы перидотитового состава по реакции VI:



Однако отсутствие в природе крупномасштабной ассоциации тальк + форстерит говорит о том, что процессы серпентинизации пород как дунитового, так и перидотитового ряда протекают при температуре ниже  $300-350^\circ C$ , т.е. в условиях, отвечающих реализации равновесия II.

Согласно утверждений Н.Л. Боуэна и О.Ф. Таттла [81], быстрее в этих условиях изменяется форстерит. Форстерит, изменяясь быстрее, чем энстатит, должен способствовать накоплению брусита в серпантине (реакция III). Кроме того, большая скорость изменения форстерита должна проявиться в том, что в конечном продукте изменения перидотита, за счет медленно протекающей реакции VI должны оказаться серпентин, тальк и брусит. Факты совместного присутствия серпентин + брусит или серпентин + тальк с незначительным содержанием последнего в серпентинизированных породах имеются [108]. Однако совместное присутствие серпентина, талька и брусита в серпентинизированных породах не отмечается. Этот факт свидетельствует о том, что тальк и брусит при серпентинизации реагируют между собой, образуя серпентин (реакция I), а в серпентините может оказаться только тальк или брусит, если один из

этих компонентов образовался в избытке и не принял участие в образовании серпентина. В результате приходим к выводу, что при температурах ниже 300–350°C реакция III вообще не протекает. О том, что реакция III протекает очень медленно говорят и экспериментальные данные [82, 109]. В то же время взаимодействие талька с бруситом (реакция I) должна протекать значительно быстрее, так как свободная энергия этой реакции невелика и во всей области стабильного состояния серпентина имеет отрицательное значение [87]. Серпентинизация перидотитового тела будет происходить при минимальном содержании воды в системе, необходимой только для протекания реакции II и VI, так как реакция I является по существу твердофазовой. Таким образом, процесс серпентинизации ультраосновных пород перидотитового ряда должен происходить при одновременном, но с разной скоростью протекания реакций II, VI, или .



после чего брусит и тальк VI и II реакции, взаимодействуя между собой, также образуют серпентин, но уже без участия жидкой фазы: тальк + 3 брусит = 2 серпентин.

Суммарно эти реакции можно записать следующим образом: 5 энстатит + 5 форстерит + 10 вода = 3 серпентин + тальк + 3 брусит = 5 серпентин. Записанная реакция серпентинизации перидотита с соотношением форстерит: энстатит = 5:5 в них приводит к полному преобразованию породы в серпентин. В случае преобладания форстерита над энстатитом избыток форстерита будет разлагаться согласно реакции II, а в серпентине будет отмечаться присутствие брусита, и наоборот, в случае преобладания энстатита в серпентините будет присутствовать тальк (реакция VI). Таким образом, присутствие брусита в серпентинизированных породах может указывать на то, что данная порода является как продуктом изменения дунита, так и продуктом изменения перидотита, в котором преобладала форстеритовая составляющая. Совместное присутствие талька и серпентина должно указывать на то, что серпентинизированная порода является продуктом изменения перидотита, в котором преобладала энстатитовая составляющая.

Реакция десерпентинизации с образованием брусита и талька (реакция I), осуществляемая только при очень высоких давлениях, вряд ли протекает в глубоких частях Земли. В случае возникновения такой вероятности переход 2 серпентин = тальк + 3 брусит должен осуществляться на глубине около 120 км при температурах, не превышающих 500°C. Плотность вещества при этом превращении должна значительно увеличиться. Процессы серпентинизации, протекающие по реакциям II и III, сопровождаются увеличением объема. Особенно значительным этот эффект становится в условиях привноса SiO<sub>2</sub>. Однако полевые наблюдения в ряде случаев указывают на отсутствие признаков увеличения объема при серпентинизации. Возникает противоречие, требующее объяснения. Наиболее

обоснованно предположение, согласно которому серпентинизация происходит в процессе непрерывного тектонического перемещения серпентинизирующейся массы [81, 107]. При этом создаются такие условия, при которых увеличение объема при серпентинизации не приводит к появлению разломов в структурах, фиксируемых полевыми наблюдениями. Ряд исследователей [110, 111] полагает, что образование серпентина сопровождается выносом значительных количеств (около 30% по весу)  $MgO$  и  $SiO_2$ . Однако для такого выноса необходимы огромные количества циркулирующей воды; кроме того, присутствие в серпентинизированных дунитах брусита свидетельствует о том, что вынос  $MgO$  и  $SiO_2$  (по крайней мере в этом случае) не имел места. Всего вероятнее, что серпентинизирующие интрузии в результате своего разуплотнения "всплывают", внедряются за счет эластичности серпентиновых минералов, выполняя наиболее ослабленные тектонически подготовленные участки земных недр. В этой связи важно установление форм серпентиновых минералов, участвующих на том или ином этапе становления ультраосновных интрузий, как показателей глубинности процессов. Изложенные выше экспериментальные данные позволяют заключить, что все три формы серпентина (хризотил, антигорит, лизардит) в условиях высоких давлений и температур преобразуются в серпентин группы девейлита. В работе Дири и др. [100] показано, что как хризотил, так и антигорит и лизардит имеют неупорядоченную структуру решетки, что обусловлено возможным замещением ионов кремния и магния другими ионами, искажением мотивов октаэдрических и тетраэдрических сеток, искривлением слоев с тетраэдрической структурой. Приобретение одинаковых свойств всеми тремя формами свойств серпентина группы девейлита свидетельствует о том, что в условиях высоких давлений и температур серпентины приобретают одинаковую структуру.

Приведенные экспериментальные данные являются указанием на то, что серпентин со свойствами девейлита является продуктом образования на значительных глубинах, в то время как хризотил, антигорит и лизардит образуются на малых глубинах, а образование каждого из них находится в прямой зависимости от условий химизма среды. Избыток тех или иных компонентов в гидротермальных растворах, воздействующих на ультраосновные породы при серпентинизации и способность этих компонентов к замещению магния и кремния в структуре серпентиновых минералов, по-видимому, приводит к образованию минералов группы или хризотила, или антигорита или лизардита. По-видимому, немаловажную роль играет избыток или недостаток воды при серпентинизации. Как показано в работе Пейджа [101], минералы группы антигорита содержат в себе воды меньше стехиометрического значения. И, наоборот, хризотил содержит воду выше стехиометрического, что естественно подтверждает тот факт, что его образование протекало в условиях активного воздействия гидротермальных растворов. Высказанное заключение подтверждается данными экспериментальных работ, проводившихся

мися в условиях жидкостного давления на серпентинизируемое вещество. Синтез хризотила в этих условиях является обычным явлением. Синтез лизардита осуществлен В.Р. Артемовым и др. [112] из природного перидотита в условиях жидкостного давления. Синтез антигорита осуществлен только как промежуточная форма из растворов, обогащенных щелочами [113].

В литературе имеются очень скудные сведения о находках и природе девейлитов. До настоящего времени большинство исследователей сходились во мнении, что девейлит является продуктом поверхностных процессов. Единственное раннее мнение о том, что девейлит является гипогенным минералом высказано Дж. В. Дели [114]. Как теперь становится ясно, утверждение Дели имело основание. Находки девейлита сделаны в серпентинитах океанического дна [115] и в серпентинизированных породах из скважины, пробуренной по проекту Мохо в серпентинизированной интрузии в Пуэрто-Рико [116]. По мнению В.Р. Артемова [117], "Девейлит и никеленосные серпентины образуются в зонах глубокой циркуляции гипергенных растворов, где гипербазиты слабо или вовсе не затронуты выветриванием". Лафам сделал находки девейлитов среди минералов, некоторые из которых, такие как гранат и арагонит, относятся к фазам высокого давления [105]. Общая характеристика девейлитов: мелкочешуйчатость, массивность, кремнеподобный облик также говорит о том, что его образование протекало в более жестких условиях, чем волокнистых, удлинённых форм хризотилов и антигоритов. Находки девейлитов среди обильного количества минералов гипергенного происхождения могут говорить о низкой устойчивости этого соединения к процессам выветривания. Проведенный эксперимент показывает также, что химический состав природных девейлитов находится в стехиометрических соотношениях с серпентинами других групп, а не отличается, как это показано Лафамом [105].

Подводя итог изложенному выше можно сделать определенное заключение. Под действием высоких давлений минералы групп хризотила, антигорита и лизардита преобразуются в серпентиновые группы девейлита. Ограниченные экспериментальные данные позволяют лишь приблизительно наметить, что преобразование происходит при давлении выше 10 тыс. атм, что соответствует глубинам более 30 км. Установить более точные  $P-T$  условия данного преобразования едва ли возможно, так как каждая из форм и разновидность серпентина под действием высоких давлений, по-видимому, будет вести себя индивидуально. В итоге может оказаться, что отдельные виды серпентиновых минералов будут испытывать это преобразование при более низких давлениях, а другие — при более высоких. Тем не менее можно утверждать, что прямое преобразование минералов ультраосновных пород (оливина и пироксенов) на первой стадии их изменения происходит через процесс образования девейлита. Это высказывание подтверждается данными недавних экспериментальных исследований по синтезу девейлита при низком давлении [118]. В При низких давлениях воздействие насыщенных растворов различны

ми компонентами, по-видимому, приводит к образованию минералов хризотила, антигорита и лизардита. Выше отмечалось, что серпентины группы девейлита имеют более низкое двупреломление вплоть до изотропных состояний. Следует отметить, что изотропные агрегаты вещества нередко встречаются в среде серпентинизированных агрегатов ультраосновных пород. Возможно, что это вещество в большинстве случаев является девейлитом, которое легко в гипергенных условиях преобразуется в более устойчивые формы серпентина, а в условиях дегидратации в орто- и метасиликаты ультраосновных пород. Исследуемое В.М. Морковкиной [119] изотропное вещество в породах ультраосновного состава, по всей вероятности, является девейлитом, так как аналогичное вещество из серпентинизированных ультрабазитов океанического дна, исследованное в лаборатории магматогенных процессов Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР, показало свойства девейлита.

Изложенное выше относится к интерпретации экспериментальных фактов, как в физико-химическом плане, так и в плане приложения и объяснения геологических фактов. Термодинамическое же решение и решение по методу Скрейнмакера позволили выявить новые свойства системы  $MgO-SiO_2-H_2O$ . В отличие от ранее выполнявшихся работ проведенное исследование выявило закономерную связь между равновесиями, выражающуюся в образовании невариантных точек. Таким образом, использование правила фаз создало наглядную картину фазовых равновесных превращений в данной системе. Последнее расширяет фактический материал для суждений о процессах, протекающих в глубоких частях земли, в рамках рассматриваемой системы. Экспериментальные работы в основном правильно отразили картину процессов, протекающих при изменении ультраосновных пород. Однако выявленное наличие семи невариантных точек позволяет утверждать, что в некоторых случаях процесс изменения ультраосновных пород до состояния серпентинитов может миновать ряд промежуточных стадий преобразования вещества в зависимости от того, являются ли рассматриваемые равновесия стабильными или метастабильными. Из всех установленных равновесий только восемь устойчивы с термодинамических позиций, причем из этих восьми в природе с достоверностью встречаются и фиксируются только три: II, III и VI. Остальные пять равновесий, показанные в области высоких давлений в условиях земной коры и верхней мантии, вследствие низких температур, по-видимому, реально не существуют. Общие соображения, высказанные на основе экспериментальных данных о том, что ассоциация тальк + брусит преобразуется при высоких давлениях в ассоциацию форстерит + энстатит + вода, оказывается справедливым только в невариантной точке  $I_2$ . При давлениях, более высоких, чем это установлено для  $I_2$ , переход ассоциации тальк + брусит должен протекать через промежуточные реакции V и VII, образуя узкое стабильное поле энстатит + брусит + вода при давлениях выше 40 кбар.

В расчете использованы наиболее корректные термодинамические данные. Кроме того, показано, что рассчитанные равновесия близки к совпадению с наиболее важными из результатов многочисленных экспериментальных данных для этой системы в области низких и средних давлений. Эти факты говорят о том, что вся сумма рассчитанных равновесий близка к действительному отражению реальных состояний и при высоких давлениях. В результате некоторые равновесия приобрели более низкие значения параметров по давлению. Так, например, равновесие *I* по данным расчета располагается при давлениях 27–28, а не 31–35 кбар, как это было показано ранее. Однако снижение *P–T* параметров равновесных границ в целом не меняет уже высказанных выше соображений по схеме серпентинизации ультраосновных составов. Проведенное исследование создает основу для представлений о фазовых взаимоотношениях в рассматриваемой системе в широком диапазоне температур и давлений. Ближайшими задачами могут явиться уточнения положений невариантных точек  $I_1$  и  $I_2$  и поиски геолого-минералогических данных, характеризующих условия распространения выявленных выше стабильных минеральных ассоциаций.

Установленные многочисленными экспериментальными исследованиями условия серпентинизации и десерпентинизации ультраосновного вещества указывают на то, что процессы гидратации пород перidotитового ряда возможны только при температурах ниже 500°C, если имеются чисто магнезиальные ассоциации минералов и ниже 400–300°C, если они представлены магнезиально-железистыми составами. Так как чисто магнезиальный состав ультраосновных пород на больших глубинах не представляется реальным, имеются все основания утверждать, что процессы серпентинизации протекают при температурах ниже 400–300°C. Это обстоятельство исключает возможность существования серпентинизированного ультраосновного вещества на глубинах мантии, так как даже под корой океанического типа едва достигаются такие температуры. Из этого вывода следует другой о том, что ювенильные воды не участвуют в процессах серпентинизации ультраосновного вещества, а сам процесс серпентинизации связан с участием метеорных вод в пределах земной коры. Это заключение подтверждается тем, что среди измененных пород ультраосновного ряда до настоящего времени не обнаружены крупномасштабные ассоциации минералов талька и оливина, которая должна предшествовать образованию минеральных ассоциаций с серпентином и более высокотемпературная, устойчивая до 700°C, т.е. устойчивая при более высоких *P* и *T* или на глубинах, отвечающих расположению верхов верхней мантии. Все изложенное указывает на то, что верхняя мантия бедна водой. Вопрос о количественном содержании воды в породах мантии будет рассмотрен в связи с процессами выплавления из ультраосновного вещества и дифференциацией магматических расплавов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

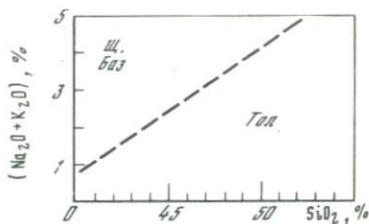
Вопрос о происхождении и взаимоотношениях различных базальтовых магм прежде всего требует объяснения причин и условий образования многообразия магматических пород. Вопрос этот можно рассматривать с двух позиций. Первая выражается в том, что все многообразие магматических образований порождается многообразием источников магматических расплавов и различающимися условиями их образования. Вторая позиция выражается в том, что источником магматических расплавов может быть один или два состава вещества, которые порождают первичные, примитивные магматические расплавы, являющиеся как бы стволем, основной магматического процесса и последующей их эволюции. Попытки объединить эти два представления в одно, привлекая для этих целей ряд таких процессов, как контаминация, ассимиляция, гравитация, диффузия приводят к довольно сложной картине магмаобразования, объясняя, например, образование из одних и тех же пород целой серии магматических расплавов. Как бы ни была сложна картина образования магматических расплавов, восстановление ее должно привести к источнику и причине возникновения магм, а в конечном итоге — к построению схемы или схем образования и эволюции магматических веществ. Исследования в этом направлении должны основываться прежде всего на строгой и единой классификации магматических пород. Поскольку вопрос в данном случае касается в основном базальтовых образований, необходимо определить, что понимается под теми или иными базальтами. Современная классификация базальтов, используемая большинством петрологов, базируется на том определении, которое было сделано рядом авторов [5, 28, 120].

Среди базальтов выделяется три главных типа этих пород: пикриты, толеиты и щелочные базальты, которые в свою очередь могут быть подразделены на соответствующие разновидности. К толеитам Йодер и Тилли, согласно раннего определения этих пород другими исследователями, относят базальты, сложенные "главным образом авгитом или субкальциевым авгитом, плагиоклазом ( $An_{50}$ ) и окислами железа". "Решающим признаком в этом определении является состав пироксена или пироксенов, которые могут быть представлены или авгитом с зонами субкальцевого авгита и пижонита, или гиперстенем, или обоими вместе". Грин и Рингвуд определяющим признаком толеита считают наличие нормативного гиперстена в ассоциации клинопироксен + плагиоклаз. Среди толеитов выделяются

три разновидности: насыщенные кремнеземом толеиты, пересыщенные кремнеземом толеиты с нормативным кварцем – кварцевые толеиты, недосыщенные кремнеземом толеиты с нормативным оливином – оливиновые толеиты. Отдельной разновидностью в этом типе пород находятся высокоглиноземистые базальты. Обладая всеми нормативными минеральными чертами толеитов и отличаясь от последних повышенным содержанием в химическом составе алюминия (больше 16%) и кальция (около 13%) и очень низким содержанием калия (до 0,1–0,15%) [26], эти базальты рассматриваются некоторыми исследователями как самостоятельные, первичные магмы, выплавляющиеся непосредственно из пород мантии. Кроме того, выделяются оливиновые базальты, содержащие до 3% нормативного гиперстена.

К щелочным базальтам относятся базаниты, содержащие нормативный оливин и нефелин – более 5% и альбит – более 2%, оливиновые нефелиниты–базальты, содержащие нормативный оливин, диопсид, нефелин и нормативный альбит – менее 2%. К щелочным базальтам также относятся оливин–мелилитовые нефелиниты, содержащие нормативный оливин, нефелин, лейцит и ларнит. Переходным типом базальтов от толеитов к собственно щелочным породам относятся щелочные оливиновые базальты, характеризующиеся наличием нормативного оливина и нефелина. Последний должен содержаться в количествах, не превышающих 5%. Отнесение базальтов к щелочному оливиновому типу связано с определенными трудностями, вызванными искусственным выделением этой разновидности щелочных пород, возникшей при изучении природных образцов. Природные образцы базальтов, содержащие в своем составе оливин и нефелин (до 5%), выделялись как щелочные оливиновые базальты, однако при нормативном расчете минеральных фаз из химических составов этих базальтов не всегда оказывалось возможным получение нормативного нефелина. Таким образом, присутствие нефелина в природном базальте не всегда отражает его нормативное наличие и не характеризует тип базальта. Наоборот, встречаются случаи отсутствия нефелина в природном образце, но он получается при нормативном пересчете химического состава, например, обр. 20 в работе Г.С. Йодера и К.Э. Тилли [5]. Определение типа базальта по минеральному природному парагенезису в нем превратилось постепенно в тяжкий "груз традиций", который породил целую серию ложных представлений и признаков выделения щелочных базальтовых магм. Так, Г.А. Макдональд и Т. Кацура [121] отделяют базальты щелочного типа от толеитов через отношение суммы окислов Na и K к кремнезему. Как показано на диаграмме, рис. 21, в щелочные базальты попадают составы с содержанием кремнезема от 40 до 50% и суммой щелочей от 1 до 5%, т.е. от ультраосновных до основных составов. А. Полдерваарт [122] в результате тщательных петрохимических исследований и статистических данных предложил выделять щелочные оливиновые базальты, исходя из величины отношения  $Ab-2En_{Hy} - 1,5Fs_{Hy} > 0$ , а толеиты из отношения  $Ab-2En_{Hy} - 1,5Fs_{Hy} < 0$ ,

Рис. 21. Диаграмма зависимости суммарного содержания щелочей от содержания кремнезема для базальтовых составов по данным [121]



принимая в расчете нормативные величины этих фаз. Так или иначе "груз градиций" до настоящего времени требует считаться с сложившимися представлениями и выделять щелочные оливиновые базальты по одному или ряду признаков. Естественно, что наиболее надежен из них нормативный модальный фазовый состав, исключающий различное толкование типа породы.

Пикриты или пикритовые базальты по своему химическому составу занимают промежуточное положение между ультраосновными и основными составами с содержанием кремнезема до 45–46%, окиси магния до 18–20% и низким содержанием щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} < 1,5\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} < 0,1\%$ ). Выделение в пикритах щелочной разновидности, по-видимому, необоснованно, т.к. последние по всей видимости являются всего навсего дериватами щелочных или пикритовых магм. Под дериватами понимаются породы, в которых наблюдаются отклонения в химическом составе, приводящие к несовпадению со средними нормативными характеристиками тех или иных пород, но не к изменению фазовых составов.

Так же, как при решении вопросов о составе и состоянии вещества мантии, так и при решении вопросов о взаимоотношении между базальтовыми магмами можно выделить несколько подходов при решении петрологии базальтовых магм. К таким подходам относятся петрохимический, геохимический и экспериментальный. Все три подхода тесно связаны между собой, дополняя друг друга и используют прямые геологические наблюдения по петрологии изверженных пород.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ПО ДАННЫМ ПЕТРОХИМИИ

Химическая многокомпонентность магматических пород вынуждает группировать их по наиболее характерным признакам. Существует большое количество методов группирования компонентов с помощью выражения эмпирической зависимости между ними. Среди этих методов выделяется три главных: группировка по формальному признаку, например, с объединением окислов с одинаковой валентностью и установления их соотношения к другим окислам, группировка характерных групп компонентов, участвующих в построении тех или иных породообразующих минералов и группировка с объединением компонентов в молекулы породообразующих минералов. Последний

получил название нормативного расчета по методу CIPW. При определении типа породы наиболее надежным способом является нормативный модальный расчет по этому методу. Однако этот метод, определяя тип пород, почти не несет в себе генетической информации о связи между породами. Поэтому статистическая обработка большого количества данных химических анализов пород привело к разработке ряда формальных методов установления генетической связи между породами разного состава. На рис. 21 показан пример эмпирического и формального отделения толеитов от щелочных базальтов по методу, предложенному Г.А. Макдональдом и Т. Кацура [121]. Изменения в соотношениях содержания кремнезема к сумме щелочей, возникающих в результате тех или иных процессов, должно, по мнению авторов метода, указывать на генетическую связь между этими базальтами. Хотя этот метод используется для отделения пород щелочного состава от толеитов, он не способен указать, какие разновидности щелочных базальтов (базаниты, оливиновые нефелиниты или щелочные оливиновые базальты) и какие разновидности толеитов будут отвечать тому или иному соотношению содержания кремнезема к сумме щелочей. Тем более этот метод не может указать причины генетической связи между отдельными разновидностями базальтов.

Второй пример эмпирической зависимости между отдельными компонентами для трех типов базальтов показан по данным Х. Куно [123, 124] и выражается через отношение содержания глинозема к сумме щелочей при определенных содержаниях кремнезема (рис. 22). Куно заметил, что в вулканически активных зонах островных дуг и океанических областей в тесной ассоциации встречается три типа базальтов: высокоглиноземистые, толеиты и щелочные. Изучение этих базальтов привело Куно к выводу, что между ними не существует генетическая связь. Изучение соотношений содержания глинозема к сумме щелочей при определенных значениях содержания кремнезема позволило выделить ему на диаграммах рис. 22 три области соотношения указанных компонентов, характеризующих три типа базальтов. Вывод на основе геологических заключений, что первичными или исходными магмами являются высокоглиноземистые магмы, показал, что удаление того или иного количества плагиоклаза различной щелочности может привести к эволюции высокоглиноземистых составов в сторону более кислых дифференциатов андезит-дацит-риолитового типа. Обсуждая исследования Куно, Йодер и Тилли [5] не согласились с ним в том, что через отделение плагиоклаза из высокоглиноземистого базальта нельзя получить базальты иного типа. Ими показано, что отделение определенного количества плагиоклаза приведет к образованию оливинового толеита. А. Ритман [125] через отношение  $(Na_2O + K_2O)/(SiO_2 - 43)$  рассмотрел сходство и различия между вулканическими породами Индонезии и бассейна Индийского океана. Это отношение мало чем отличается от отношения, предложенного Макдональдом и Кацура. В. Готтини [126] предложил новый тип диаграммы, включающих

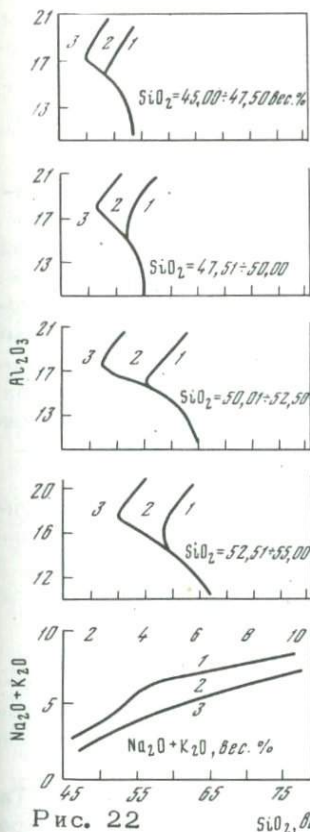


Рис. 22

$SiO_2$ , вес. %

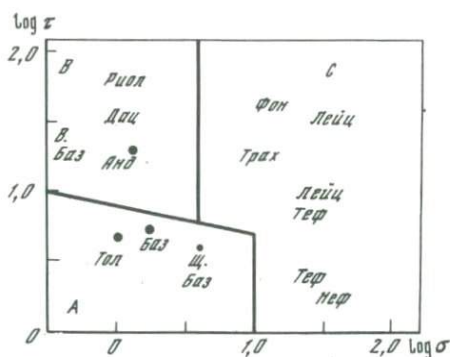


Рис. 23

MgO

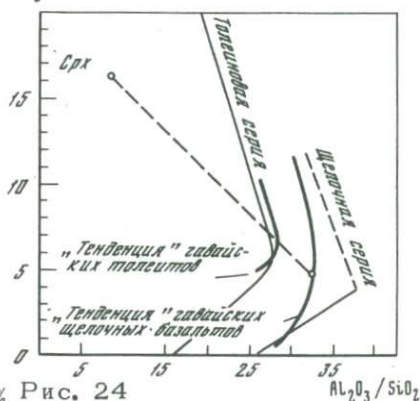


Рис. 24

$Al_2O_3/SiO_2$

Рис. 22. Диаграмма зависимости суммарного содержания щелочей от содержания глинозема для базальтовых составов с различным содержанием кремнезема по данным [123, 124]

1 - щелочные базальты; 2 - высокоглиноземистые; 3 - толеитовые

Рис. 23. Диаграмма зависимости отношений окислов для магматических пород различного генезиса, по данным [126]

$$\sigma = (Na_2O + K_2O)/(SiO_2 - 43); \tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$$

Рис. 24. Диаграмма, демонстрирующая преобразование толеитов в щелочные магмы при удалении из толеитов щелочного пироксена по данным [128]

два отношения:

$$\delta = (Na_2O + K_2O)/(SiO_2 - 43), \text{ предложенное А. Ритманом и,}$$

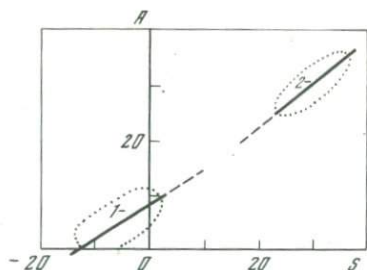
$$\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2, \text{ предложенное им.}$$

Величина  $\tau$  базируется на следующем статистическом факте: при определенном содержании кремнезема разность глинозем минус окись

натрия значительно выше в известково-щелочных сериях пород, чем в натровых сериях, в то время как содержание  $TiO_2$  прямопротивоположно для этих типов пород. Таким образом, отношение  $\tau$  подчеркивает разницу между двумя сериями пород. Даже базальтовые породы, для которых показатель  $\delta$  имеет широкое значение, могут быть отнесены с помощью значения  $\tau$  к одной или другой серии пород. На рис. 23 показана диаграмма взаимоотношений между базальтами и другими породами, установленная Ритманом с использованием этих двух отношений. На диаграмме выделяется три области, характеризующие возможное генетическое родство между различными составами пород. Из диаграммы следует, что высокоглиноземистые базальты имеют прямую генетическую связь с андезитами и дацитами (область В), но не с толеитами и щелочными базальтами, которые расположены в области А. В данном случае А. Ритман [127] предполагает родство этих магм не через кристаллизационную дифференциацию, а через прямое выплавление андезитов и высокоглиноземистых базальтов — из одних и тех же пород нижней части земной коры. Мурата [128] пришел к выводу, что "фракционная кристаллизация моноклинного пироксена является основным механизмом преобразования толеитовых магм в щелочные". К этому выводу Мурата пришел статистически и построил диаграмму, на оси абсцисс которой откладывалось отношение  $Al_2O_3/SiO_2$ , а по оси ординат — содержание CaO или MgO исследуемых базальтов (рис. 24). При нанесении на диаграмму содержаний и соотношений окислов толеиты и щелочные базальты резко разграничиваются. Вычитание моноклинного пироксена из состава толеитов смещает отношение глинозема к кремнезему в сторону соотношений, характерных для щелочных базальтов. Однако, как отмечают Йордер и Тилли [5]: "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". Проведенные расчеты авторами указанного замечания по отделению моноклинного пироксена из расплава толеитов показали, что в результате этого процесса может образоваться только дериват толеита, т.е. искаженный состав среднего толеита, но не щелочные базальты. Отделение насыщенных или недосыщенных кремнеземом минералов из расплава толеита может привести только к изменению соотношений других компонентов базальта, к значительному увеличению щелочности, если отделяющийся минерал или минералы не содержат щелочей, но насыщенность кремнеземом, т.е. главный фактор, характеризующий ультраосновные, основные, средние и кислые породы, от этого не изменится и даже может возрасти.

Предположение об образовании щелочных базальтовых магм из толеитов путем кристаллизационной дифференциации не подтверждается и результатами ряда других петрохимических исследований. Так, например, в работах В.А. Кутолина [48-50] этот вопрос обсужден и сделан ясный петрохимический вывод: "сравнение этих двух групп пород показывает, что первые (щелочные оливиновые

Рис. 25. Диаграмма комплементарности составов гипербазитов (1) и базальтов (2). Точками обведены поля реальных составов пород, по данным [80]



базальты) не могут быть продуктом нормальной кристаллизационной дифференциации вторых (толеитов), так как они имеют низкое отношение железа к магнию и невысокое содержание кремнезема, хотя в то же время характеризуются повышенным содержанием щелочей (особенно калия), титана и фосфора. Совершенно такое же соотношение существует и между химическими составами базальтов континентальной оливин-базальтовой формации и трапсов древних платформ". В.А. Кутолин [49, 50] вслед за Харрисом [129] развивает идею об ассимилятивном происхождении щелочных базальтовых магм. По-видимому, роль ассимиляции нельзя отождествлять по масштабу с другими возможными процессами преобразования магм.

Петрохимические исследования преследуют не только цель определения типа базальта или породы и установление генетической связи между отдельными базальтами или какими-либо другими породами, но и поиски генетической связи между базальтами и породами, из которых они образовались. С целью доказательства того, что океанические перцолиты являются исходными породами для гарцбургитов и базальтов этих областей, Л.В. Дмитриев [80] установил комплементарность петрохимических составов между указанными породами. Задача была решена им путем статистического анализа распределения базальтов и гипербазитов. На рис. 25 показано решение задачи в координатах  $A-S$ , где  $A$  есть сумма элементов, входящих в состав диопсида или полевых шпатов, а  $S$  выражает соотношение между оливином и ортопироксеном, являясь одновременно показателем основности породы. С помощью выведенных линейных уравнений, описывающих распределение составов исследованных пород, Л.В. Дмитриевым показано, что оно "подчиняется практически одному линейному закону"; для гипербазитов  $A = 0,7S + 8,0$ , а для базальтов  $A = 0,8S + 6,1$ . Обычным петрохимическим расчетом им также показано, что перцолиты могут выделить из своего состава от 10 до 20% базальтов океанического типа и при этом твердый остаток всегда будет соответствовать по составу гарцбургиту, но не дуниту. Этим объясняется, что среди океанических ультраосновных пород до настоящего времени не обнаружены дуниты.

Можно привести еще много методов петрохимического анализа, отражающих генетическую сторону петрологических проблем. Следует, однако, отметить, что разработка и использование таких ме-

топов, являясь следствием, а не причиной, только подчеркивает генетическую связь между отдельными типами магматических расплавов и пород, установленную в результате полевых наблюдений, вскрывая эту связь путем эмпирических закономерностей распределения петрогенных элементов или окислов, но не вскрывает сути физико-химических процессов, приводящих к эволюции магматических расплавов и пород. Петрохимические методы, отражая результаты наблюдений полевой петрологии, предполагают генетическую связь между толеитами и щелочными базальтами [121, 128], между высокоглиноземистыми базальтами и толеитами других разновидностей [130], между высокоглиноземистыми базальтами, андезитами и дацитами [123, 127], между океаническими толеитами и перцолитами [80] в результате кристаллизационной дифференциации или непосредственно путем прямого плавления глубинного вещества.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Экспериментальные исследования, связанные с изучением природных магматических расплавов, начаты в начале XX в. Эти исследования проводили при давлении в 1 атм, они касались прежде всего установления температуры начала и полного плавления пород природного происхождения, порядка выделения из расплавов кристаллических фаз, характера фазовых превращений, влияния различных факторов на достижение равновесных состояний и т.п. Исследования при 1 атм давления, как в сложных базальтовых системах, так и в упрощенных силикатных системах, состоящих из двух или трех минеральных фаз, привели к высказыванию предположений о возможной связи между различными типами базальтов. Главные результаты исследований при 1 атм обобщены Йодером и Тилли [5]. Однако как бы ни была велика ценность проведенных исследований в этих условиях, тот факт, что магмы являются продуктами глубинных процессов, заставило обратиться к эксперименту, имитирующему глубинные условия. Уже первые успехи экспериментальных исследований при высоких  $P$  и  $T$  привели Йодера и Тилли [5] к очень важному выводу о том, что "предложенная Боуэном [1] схема фракционирования (базальтовых магм), основанная на фракционировании плагиоклаза, очевидно, не может быть использована для объяснения изменений, происходящих в магмах на больших глубинах". Экспериментальные исследования по плавлению и эволюции магматических расплавов в условиях высоких давлений и температур ведутся в двух режимах: без участия в процессах плавления и кристаллизации газовой-жидкой фазы, т.е. исследуются "сухие" системы, и при участии газовой-жидких компонентов, таких как вода, углекислый газ и т.д.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
 БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Первое крупное исследование, характеризующее процессы плавления природного вещества состава базальта при высоких  $P$  и  $T$  проведено Йодером и Тилли [5] (рис. 26). Эти авторы впервые убедительно продемонстрировали превращение базальтов в эклогит с повышением давления. Это превращение осуществлено на целом ряде составов от кварцевого долерита до щелочного базальта; показано, что они способны превращаться в минеральную ассоциацию омфациит + гранат (эклогит). Исключение составили оливиновые нефелиниты, которые превращались в ассоциацию клинопироксен + шпинель + слюда. Нормативный расчет на эклогитовые нормы базальтов, использованных ими в экспериментальном исследовании, показал, что совместно с гранатом и омфациитом должен образоваться кварц. Не обнаружены в продуктах экспериментального исследования иные фазы, кроме граната и омфациита в субсолидусной области, кварц не был обнаружен и в области между ликвидусом и солидусом, т.е. там, где собственно формируется расплав. Учитывая это обстоятельство, Йодер и Тилли отметили, что "результаты исследования по плавлению должны трактоваться в общем смысле как указание на наиболее существенные особенности и не могут рассматриваться в деталях". Трактовка результатов исследования "в общем смысле" без учета деталей привела к следующему выводу: эклогит плавится в очень узком температурном интервале (до  $850^{\circ}$ ) при давлениях выше 19 кбар. Кристаллизация расплава начинается с образования омфациита и заканчивается образованием граната при давлениях от 19 кбар и выше. При высоких давлениях должна произойти инверсия в порядке кристаллизации граната и омфациита. Так как омфациит можно представить как сумму минералов диопсид + альбит + нефелин, а гранат как сумму анортит + гиперстен + оливин, выплавление одной из составляющих эклогита, например, омфациита (диопсид + альбит + нефелин) будет приводить к образованию щелочного расплава с нормативным нефелином. Выплавление граната (анортит + гиперстен + оливин) будет приводить к образованию расплавов типа толеитов. Йодером и Тилли установлено, что в пределах давлений, при которых проведен эксперимент первой фазой, выделяющейся из расплава на ликвидусе, является омфациит, т.е. остающийся расплав при отделении омфациита

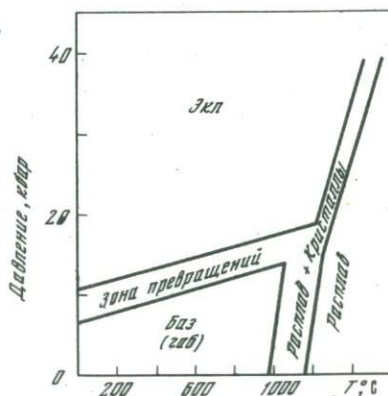


Рис. 26. Диаграмма фазовых превращений для эклогита Гленелг, по данным [5]

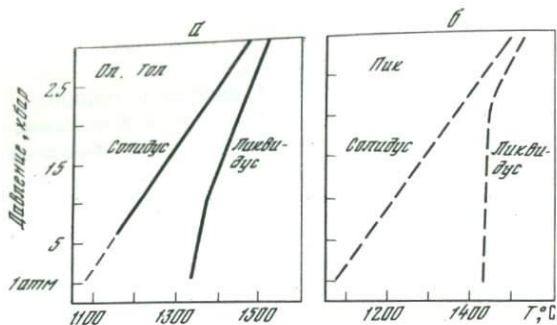


Рис. 27. Диаграммы P-T границ ликвидусов и солидусов для оливинового тоналита (а) и пикрита (б) по данным [28]

должен соответствовать толеитам. Инверсия в выделении в качестве первой фазы граната должна произойти при более высоких давлениях, т.е. щелочные расплавы должны иметь более глубинное происхождение, чем толеиты. Так как температурный интервал плавления эклогита очень узкий (до  $85^{\circ}$ ), то эклогиты или расплавы, соответствующие этим эклогитам, должны быть, по их мнению, продуктами выплавки из более основных пород, а именно гранатовых перидотитов. "Ом-фацит-гранатовый эффект" Йодера и Тилли является первым конкретным, основанным на экспериментальном факте, физико-химическим указанием на возможность путем кристаллизационной дифференциации в условиях высоких давлений и температур эволюции магм, отвечающих составам базальтов (эклогитов). В дальнейшем этот эффект явился основой для построения более обширных схем эволюции магматических расплавов.

Экспериментальные исследования по плавлению гранатового перидотита привели О'Хара [131, 132] и несколько позже Б.Т. Левиса и др. [133] и К. Ито, Дж. К. Кеннеди [33] к выводу, что выплавками из этих ультраосновных составов могут быть только пикритовые базальты. Вместе с этим оказалось, что при одном и том же давлении гранат-омфацитовый эклогит начинает плавиться при более высоких температурах, чем эклогит, содержащий в своем минеральном составе кварц или оливин, и так как вторая минеральная ассоциация ближе по составу к толеитам, был сделан вывод о том, что толеиты не в состоянии выплавиться непосредственно из гранатовых перидотитов. Экспериментальные исследования указанных авторов со всей очевидностью засвидетельствовали, что при гранат-перидотитовом составе мантии первыми и единственными выплавками в пределах использованных давлений могут быть только пикритовые базальты. Однако тот факт, что пикриты не являются широко распространенными базальтами на земной поверхности, мог вызвать сомнение в том, что они являются первичными магмами. При этом не учитывается одно обстоятельство, что образование пикритов согласно экспериментальным данным может происходить только на значительных глубинах (более 70-80 км) и не всегда существовала возможность прямого излияния этих магм на поверхность Земли. Вероятна дифференциация пикритовых магм, по-

нимающихся к поверхности Земли на меньших уровнях глубин. О'Хара [134] на основании проведенных им экспериментов и исходя из гранит-перидотитового состава мантии, наметил следующую схему образования и эволюции базальтовых магм в зависимости от глубины (давления) выплавления: 20–40 кбар и выше – пикрит с нормативным гиперстеном; 8–20 кбар – пикритовый базальт с нормативным нефелином (щелочной ряд); 5–8 кбар – высокоглиноземистый базальт с нормативным оливином и гиперстеном (толеиты); до 5 кбар – базальт с нормативным кварцем.

Экспериментальное исследование эволюции пикритового базальта проводились Грином и Рингвудом [28], Грином [120]. На рис. 27, а показана диаграмма строения ликвидус–солидусной области для оливином обогащенного толеита, из которой следует, что при давлениях ниже 22,5 кбар минералом ликвидуса является клинопироксен, а при более высоких давлениях – гранат. Практически аналогичные результаты получены ими при этих давлениях для базальта, отвечающего оливиновому толеиту (рис. 27, б). Вывод, который сделан из установленного факта, говорит о том, что на глубинах от 70 км и более, мантия, состоящая из пиролита, при 20–25%-ном выплавлении объема должна порождать базальты, соответствующие обогащенному оливином толеиту (или толеитовому пикриту) с содержанием около 20% нормативного оливина, 10% и более гиперстена. В этом базальте должно содержаться не более 10–13%  $Al_2O_3$ . Эволюция богатого оливином толеита, выпелившегося на глубинах более 70 км согласно этим экспериментальным данным возможна на глубинах от 35 до 70 км. В этих условиях минералом ликвидуса является глиноземистый энстатит, при отпелении которого расплав должен соответствовать оливиновому базальту. Если вместе с глиноземистым энстатитом будет отделяться образующийся при снижении температуры малокальциевый пироксен, то расплав оливинового базальта должен эволюционировать через образование щелочных оливиновых базальтов до оливиновых базанитов. В результате подъема расплавов щелочных оливиновых базальтов или оливиновых базанитов на глубины от 15 до 35 км и кристаллизационной дифференциации с отделением оливина и моноклинного пироксена или оливина, энстатита и моноклинного пироксена должны возникнуть высокоглиноземистые щелочные оливиновые базальты. Возможный подъем недифференцированного расплава оливинового толеита с глубин более 70 км сразу на глубины от 15 до 35 км и при отделении на этих глубинах слабоглиноземистого энстатита и оливина в качестве твердых дифференциатов должны привести, по мнению авторов, к образованию от нормальных глиноземистых до высокоглиноземистых оливиновых толеитов. При давлениях ниже 5 кбар или на глубинах менее 20 км предполагается образование пересыщенных кремнеземом базальтовых магм (кварцевых толеитов) в результате отпеления в качестве твердых дифференциатов клинопироксена, плагиоклаза и оливина. Количество отделяющегося при этом оливина должно быть больше его нормативного присутствия в рас-

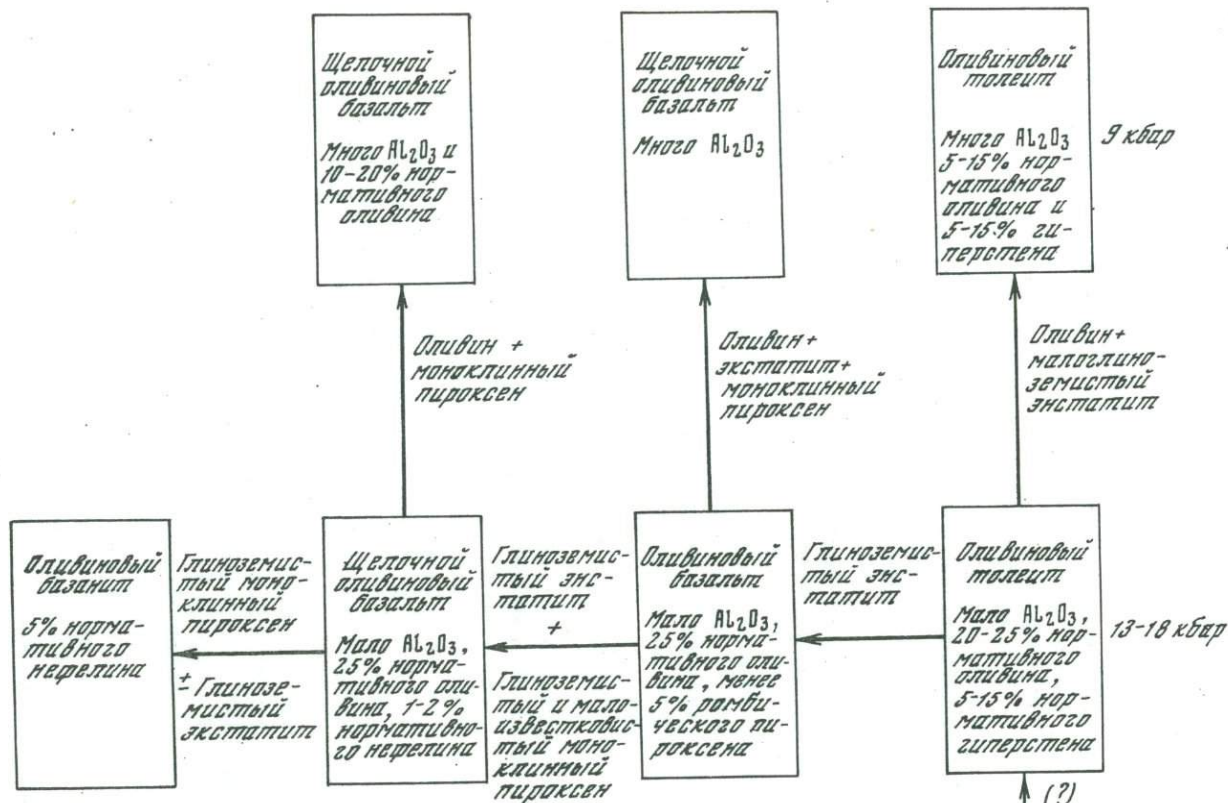


Рис. 28. Схема эволюции магматических расплавов при выплавлении из пиролита, по данным [28]

плаве за счет инконгруэнтного плавления энстатита. Образование пересыщенных кремнеземом магм объясняется этим процессом. Рассмотренный механизм плавления и эволюции базальтового вещества показаны на рис. 28. Грин и Рингвуд [28] допускают прямое плавление вещества мантии не только на глубинах от 70 км и более, но и меньше. В этом случае из пиролита на глубинах от 15 до 35 км должны непосредственно выплавляться высокоглиноземистые оливиновые толеиты.

Образование магм известково-щелочного ряда (андезитов) Грин и Рингвуд [135] отрывают от общей схемы эволюции базальтовых магм. Проведенное ими экспериментальное исследование обнаружило возможность образования андезитов из базальтов в том случае, если образующиеся в результате кристаллизационной дифференциации и излившиеся на поверхность кварцевые толеиты и толеиты пройдут перекристаллизацию от габбро до кварцсодержащих эклогитов в условиях погружения в мантию Земли. Погрузившиеся кварцсодержащие эклогиты могут быть подвергнуты частичному плавлению, в результате чего возникают от андезитовых до кислых составов расплавы и твердый пироксен-гранатовый эклогит. Как и образование пород известково-щелочного ряда, образование пород анортозитового ряда в исследованиях Грина [136, 137] оказывается оторванным от общей схемы образования и эволюции базальтовых магм. Экспериментальное исследование эволюции расплава высокоглиноземистого базальта, габбро-анортозита и кварцевого диорита (андезита) показали, что при плавлении этих составов первой фазой ликвидуса является плагиоклаз. Область давлений, в которой плагиоклаз выделяется в качестве первой фазы для кварцевого диорита от 0 до 13,5 кбар, у габбро-анортозита до 22,5 кбар, у высокоглиноземистого базальта до 9 кбар (рис. 29, а, б, в). Результатом этого исследования явился вывод о том, что анортозиты могут быть продуктами кристаллизационной дифференциации указанных составов. Однако автор отдает предпочтение образованию анортозитов путем плавления и кристаллизационной дифференциации андезитовых составов. Это предпочтение выражается в том, что температурное поле стабильного равновесия плагиоклаза с расплавом без ассоциации с другими минеральными фазами у кварцевого диорита значительно шире, чем у высокоглиноземистого базальта и габбро-анортозита. Вторым доводом является то, что природные анортозитовые тела нередко находятся в ассоциации с кислыми, гранитными образованиями. Т.Х. Грин полагает, что при отделении от андезитового расплава твердых дифференциатов от анортозитов до габбро-анортозитов должно привести к образованию кислого остатка, соответствующего гранитным составом. Однако анортозиты не всегда образуют ассоциацию с кислыми породами, что должно указывать на возможность их образования иным путем [138].

Разработанная экспериментальным путем схема эволюции базальтовых расплавов является первой попыткой представить природный процесс образования базальтовых магм во взаимосвязанном виде.

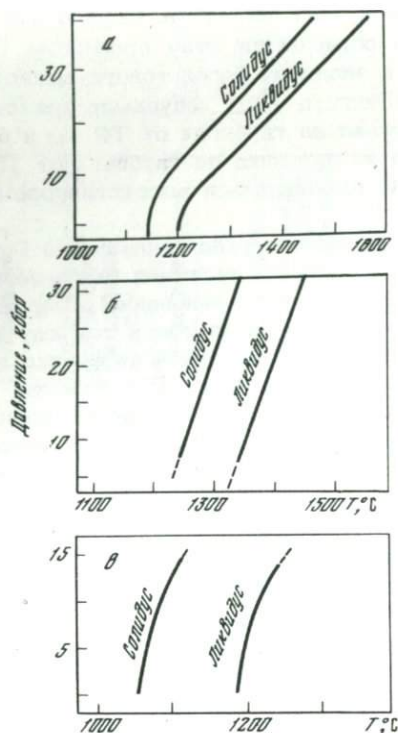
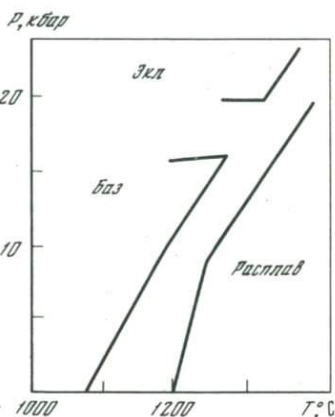


Рис. 29.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса

*a* - высокоглиноземистого базальта; *б* - габбро-анортозита; *в* - кварцевого диорита по данным [136, 137]

Рис. 30.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и фазовые преобразования в океаническом толеите, по данным [139]



Однако эта схема, построенная на процессах кристаллизационной дифференциации и выплавления, не дает еще полного ответа на происхождение ряда изверженных пород из сухих магм. В частности, авторы отмечают, что "маловероятно, чтобы нефелиниты или мелилитовые нефелиниты могли возникнуть из базанитов или щелочных оливиновых базальтов в результате простой непрерывной кристаллизационной дифференциации" [28]. Кроме того, разработанная ими схема базируется в основном на изучении одного состава базальтов (богатом оливином толеите), а все остальное разнообразие базальтовых магм рассматривается и строится путем эмпирических расчетов с учетом процессов кристаллизационной дифференциации в этом составе базальта при различных давлениях. Экспериментальное исследование эволюции других базальтовых магм, участвующих в схеме Грина - Рингвуда как продукты расчетной кристаллизационной дифференциации или предполагаемого прямого выплавления, должно привести к уточнению и развитию разработанной ими схемы.

Особый интерес в этом отношении представляют толеитовые базальты, которые наиболее широко развиты в океанических областях, преобладают вообще над всеми другими типами базальтов и характеризуются достаточно постоянным химическим составом. Некоторые петрологи склонны считать их первичными и даже примитивными магмами. Согласно схемы Грина - Рингвуда этот тип базальта

должен образоваться из богатого оливином толеита или толеитового пикрита на глубинах от 15 до 35 км. При собственном же экспериментальном исследовании кварцевого толеита Грином и Рингвудом [7] установлена только граница солидуса кварцевого толеита и твердофазовые превращения в нем в субсолидусной области. Экспериментальное исследование базальта океанического толеита, проведенное Л.Х. Коеном и др. [139] (рис. 30), при давлениях до 40 кбар не изменили тех представлений в поведении базальтов толеитов в условиях их плавления при высоких давлениях, которые установлены Йодером и Тилли [5]. Единственное уточнение, которое внесено ими при изучении характера плавления толеитового состава это то, что установлена конкретная величина давления, при которой кристаллизующийся в качестве первой фазы на ликвидусе клинопироксен сменяется кристаллизацией граната с повышением давления выше 20 кбар. Иначе, образование магм с более высокой щелочностью, чем щелочность нормальных толеитов, возможно, по их мнению, при отделении граната на глубинах более 65-70 км. Однако использованный Л.Х. Коеном и др. [139] базальт при нормативном расчете на модалный минеральный состав эколгита должен содержать до 6% свободного кремнезема (кварца), которого они не обнаружили при проведении исследования в полученной экспериментально эколгитовой ассоциации минералов. Наличие кварца исключает возможность образования щелочных расплавов из толеитов путем прямой кристаллизационной дифференциации. Впоследствии это "незначительное" упущение привело их к переоценке и пересмотру изложенных результатов исследования, как по эволюции исследуемого расплава, так и по определению координат  $P-T$  границ его солидуса [8].

Как это следует из приведенного выше обзора к концу 60-х годов только две экспериментальные работы касались исследования толеитовых базальтов [7, 139].

Не исключая того обстоятельства, что исследование эволюции толеитовых базальтов может привести к установлению условий образования конечных членов магматической эволюции этих расплавов, в общей схеме эволюции базальтовых магм проводили также исследование по установлению условий плавления и кристаллизации как крайне недосыщенной кремнеземом щелочной породы (оливинового нефелинита), так и крайне им пересыщенной (гранита). Условия образования этих пород выражают, по-видимому, противоположные ситуации. Как оливиновые нефелиниты или просто нефелиниты, так и граниты при своей магматической эволюции не способны породить расплавы и кристаллические остатки, которые могли бы рассматриваться в глобальной петрологии как существенно важные составные ее части.

Принимая эту точку зрения, все же важно знать условия образования этих противоположных по кислотности составов как для составления представлений об их собственном генезисе, так и о генезисе пород их порождающих.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОЛЕИТОВ,  
ОЛИВИНОВОГО НЕФЕЛИНИТА, ГРАНИТА  
И КИСЛЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВ

*Образцы пород, использованных  
в экспериментальном исследовании*

В соответствии с поставленной задачей к образцам, отбираемым для экспериментального исследования, предъявлялись два требования:

- 1) нормативный и химический состав пород должен соответствовать тому типу, который предполагалось исследовать;
- 2) образцы пород и минералов должны отличаться свежестью, т.е. не содержать вторичных изменений и случайных примесей.

Исследованию подвергнуты четыре разновидности базальтов и один гранита. Три образца базальта относятся к толеитовой серии пород и один — к щелочной. Химический и нормативный состав базальтов и гранита приведен в табл. 13. В толеитовой серии пород исследовались высокоглиноземистый, кварцевый и оливиновый толеиты, а в щелочной — оливиновый нефелинит.

Магматические образования, отвечающие по составу кварцевым, оливиновым и высокоглиноземистым толеитам, широко распространены в океанических и континентальных провинциях. Кварцевый толеит, занимая по своему составу промежуточное положение между нормальными толеитами и эффузивами андезитовой серии, возможно, является связующим звеном в магматическом процессе базальт — андезит. Оливиновые толеиты представляют основную массу океанических базальтов, характеризующихся постоянством химического состава. Приведенный анализ оливинового толеита близок к тому, что дается для средних составов океанических оливиновых толеитов. Высокоглиноземистые толеиты, широко распространенные в океанических областях как эффузивы, на континентах представлены в основном как интрузивные образования. Значительные различия в содержании основных химических элементов и практически полное отсутствие такого элемента, как калий, говорят о том, что генезис этих пород прежде всего связан с одним из первых этапов дифференциации магматических расплавов.

Высокоглиноземистый толеит. Использованный в проведенном исследовании образец высокоглиноземистого состава отобран на Полярном Урале (хребет Марун-Кеа). Это полностью крупнокристаллическая порода по своему минеральному составу относится к высокоглиноземистому оливиновому толеиту или высокоглиноземистому оливиному габбро. Минеральный состав образца, определенный оптическим методом, полностью соответствует нормативному. Согласно оптического определения порода состоит из плагиоклаза лабрадор-битовнитового состава (от 50 до 70%), ортопироксена состава бронзита (до 20%), диопсида (до 20%) и олигина (до 10%). По нормативному расчету состав плагиоклаза также относится к битовнику ( $An_{81}$ ). Оптические наблюдения так же, как и

Таблица 13

Химический и нормативный состав исследованных образцов базальтов и гранита

Окислы	Кварцевый толеит (Камчатка)	Оливиново-вый толеит (Индийский океан)	Высокоглиноземистый толеит (Северный Урал)	Оливиновый нефелинит (Тихий океан)		Гранит (Казахстан)
SiO <sub>2</sub>	52,05	49,58	48,41	46,12		70,45
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,71	0,23	3,20		0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,16	14,62	19,56	14,27		14,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	3,03	1,35	6,24		0,96
FeO	5,16	7,80	4,36	5,73		1,70
MnO	0,10	0,16	0,41	0,18		-
MgO	9,49	7,34	8,19	7,30		1,25
CaO	9,29	11,32	15,42	8,00		2,73
Na <sub>2</sub> O	2,46	3,19	1,36	3,88		3,81
K <sub>2</sub> O	0,89	0,18	0,00	3,20		3,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,04	0,00	-		-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,03	0,34	0,18	0,90		1,01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,06	0,26	0,53	-		-
Сумма	100,82	99,57	100,00	99,02		-
Q	1,92	-	-	-		-
Or	5,56	1,11	-	18,92	18,92	-
Ab	20,97	27,66	11,33	-	8,91	-
Ne	-	-	-	6,82	13,07	-
Ac	-	-	-	18,01	-	-
An	27,54	25,13	47,03	22,81	11,96	-
Di	14,97	25,04	22,92	12,43	22,98	-
En	21,04	7,10	12,04	-	7,20	-
Ol	-	5,89	0,60	13,07	-	-
Ilm	1,52	3,19	4,05	6,07	6,07	-
Mt	6,48	4,40	2,08	-	9,03	-
Норматив- ный оли- вин, пла- гиоклаз	- An <sub>57</sub>	Fo <sub>80</sub> An <sub>47</sub>	Fo <sub>80</sub> An <sub>81</sub>	- An <sub>100</sub>	Fo <sub>90</sub> An <sub>57</sub>	

показатель воды в образце говорят о том, что использованная в исследовании порода практически не подвергалась вторичным изменениям.

Кварцевый толеит. Образец кварцевого толеита отобран из лавового потока вулкана Киргурич (Камчатка) и представляет наименее кислую разность базальтов данного района. Структура образца представляет собой мелкозернистую массу, сцементированную стеклом, в которую погружены крупные вкрапленники оливина и моноклинового пироксена. Мелкозернистая основная масса состоит из зерен моноклинового пироксена, микролитов основных плагиоклазов и мелкой сыпи магнетита. В образце присутствуют вкрапленники оливина, хотя нормативно образец должен содержать кварц. Количество стекла в образце не превышает 5%. Вторичные изменения не обнаружены.

Оливиновый толеит. Образец оливинового толеита поднят с глубины 1900 м в северо-восточной части гребня Аравийско-Индийского подводного хребта во время рейса НИС "Академик Курчатов" в 1968 г. Минеральный состав образца представлен фенокристаллами оливина и моноклинового пироксена. Основная масса сложена тонкопризматическими кристаллами плагиоклаза, заключенным пироксеном, тонкодисперсным магнетитом и стеклом коричнево-бурого цвета. Все кристаллические образования основной массы несут закалочный облик своего образования, характеризуя достаточно быстрое остывание расплава. Согласно нормативному расчету образец оливинового толеита при полной кристаллизации должен быть представлен диопсидом, гиперстеном, оливином и плагиоклазом андезинового состава.

Оливиновый нефелинит. Образец оливинового нефелинита отобран на острове Сан-Феликс (Тихий океан) во время четвертого рейса НИС "Академик Курчатов". Природная минеральная ассоциация в образце представлена диопсид-авгитом, оливином, отдельными лейстами биотита, магнетитом и стеклом. Стекло составляет не более 10% от общей массы образца, в котором обнаруживается закалочная генерация моноклинового пироксена и микролиты плагиоклаза. В своем нормативном составе данный образец содержит также К-шпат и нефелин. Содержание последнего при нормативном расчете находится в прямой зависимости от состава моноклинового пироксена. В зависимости от того, какое количество пироксена содержит в себе акмитовую составляющую или молекулу Чермака, содержание нормативного нефелина будет меняться от 13,07 до 7% и менее.

Гранит. Образец гранита отобран из Каибского массива в Казахстане. Среднезернистая порода, состоящая из К-шпата, плагиоклаза андезинового состава, кварца и биотита.

#### Высокоглиноземистый толеит

В табл. 14 приведены  $P-T$  координаты точек, характеризующие границы ликвидуса и солидуса. На рис. 31 показана фигура строения ликвидус-солидусной области, построенной по данным табл. 14. По-

Таблица 14

*P-T* условия ликвидуса и солидуса по данным электропроводности у высокоглиноземистого базальта

Давление, тыс. атм	Температура, °C		
	солидус	ликвидус	$\Delta T, ^\circ C$
28	1240	1430	190
24	1200	1385	185
20	1220	1390	170
14	1190	1320	130
10	1175	1280	105
6	1170	-	-
3,0-3,5	1160	1235	75

ложение этих границ установлено по данным кондуктометрических измерений и проконтролировано закалочными опытами. Как хорошо видно на рис. 31, в ликвидус-солидусной области четко выделяется два различных по строению участка. Область равновесных состояний жидкой и твердой фазы расширяется с повышением температуры от  $75^\circ$  при давлении 3,0-3,5 тыс. атм до  $170^\circ$  при давлении 20 тыс. атм. При давлении выше 20 тыс. атм температура солидуса снижается, а при давлении 24 тыс. атм снова начинает расти. Температура ликвидуса при давлении от 20 до 24 тыс. атм практически не изменяется, уменьшаясь всего на  $5^\circ$ , а при давлении 24 тыс. атм снова начинает расти. При давлении 28 тыс. атм температурный интервал ликвидус-солидусной области достигает  $190^\circ$ . Таким образом, вместе с общей тенденцией расширения температурного интервала ликвидус-солидусной области, отмечается снижение температуры начала плавления при давлении выше 20 тыс. атм. Изменение в наклоне границ ликвидуса и солидуса четко отделяет одну область частичного плавления при давлении ниже 20 тыс. атм от другой, при давлениях выше 20 тыс. атм. Исследование фазового состава и порядка кристаллизации фаз также подтверждает существование разграничения между этими областями.

*Кристаллизация и плавление.* Исследование порядка кристаллизации и плавления высокоглиноземистого состава проводилось, как правило, при подходе с двух сторон: регистрировался порядок плавления фаз, исходя из твердого состояния при разогревании образца, и порядок кристаллизации, исходя из жидкого, полностью расплавленного состояния. Результаты исследования показаны в табл. 15. Установлен следующий порядок кристаллизации и плавления. При давлениях от 3 до 20 тыс. атм сохраняется постоянный порядок кристаллизации фазового состава. Первым из расплава кристаллизуется

$P$ , тыс. атм

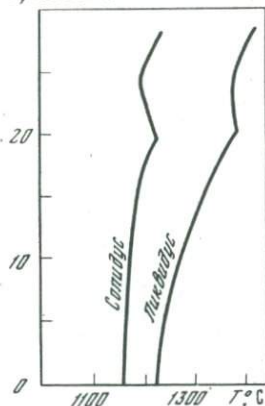


Рис. 31.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса высокоглиноземистого габбро

рудная фаза: магнетит - титано - магнетит. Количество этой фазы невелико, и при всех условиях эксперимента она редко образует скопления или крупные агрегаты. Кристаллизация этой фазы происходит в мелкодисперсном состоянии; в шлифах она отмечается как мельчайшая рудная пыль на поверхности кристаллов или на поверхности стекла. Вслед за кристаллизацией рудной фазы из расплава образуется плагиоклаз. Более отчетливо как первая силикатная фаза кристаллизация плагиоклаза наблюдается при давлениях до

10 тыс. атм. При давлениях от 10 до 18-20 тыс. атм кристаллизация плагиоклаза также происходит в качестве первой фазы, но проявляется это менее четко. При давлениях выше 10 тыс. атм из расплава кристаллизуется нормативный плагиоклаз ( $An_{80}$ ), а при давлениях ниже 10 тыс. атм кристаллизуется плагиоклаз состава анортита, который подкисляется только с приближением к границе солидуса. Вслед за плагиоклазом образуется оливин,  $Sr_x$ -диопсидового ряда и  $Or_x$ -гиперстен-бронзит. Таким образом, в интервале давлений до 18-20 тыс. атм наблюдается образование тех же фаз, что и в исследовании Т.Х. Грина [136, 137] с аналогичными составами. Как и в его исследовании, более кислый плагиоклаз кристаллизуется при более высоких давлениях. Однако следует отметить, что приведенные здесь результаты, скорее, отвечают тем, что получены Т.Х. Грином при работе с составом, отвечающим габбро-анортозиту, а не результатам, полученным им при работе с высокоглиноземистым базальтом, хотя химический и нормативный состав последнего значительно ближе к тому, который приведен в табл. 13. Сходство обнаруживается в том, что, по данным Т.Х. Грина, так же как и по данным, приведенным здесь, плагиоклаз кристаллизуется в качестве первой фазы вплоть до давлений 20 тыс. атм, и только после этого кристаллизуются пироксены.

При давлении выше 18-20 тыс. атм порядок кристаллизации фаз и состав самих фаз резко изменяется. Первым кристаллизуется корунд. Кристаллы корунда достаточно крупных размеров. Возможно присутствие более сложных по составу шпинелей. Вслед за корундом кристаллизуется клинопироксен и оливин. Образование данной ассоциации минералов отвечает ассоциации лерцолитовых нодулей, встречающихся в базальтах отдельных типов. С понижением температуры корунд-шпинель исчезает. Вместо нее появляется плагиоклаз кислого состава, по-видимому, закалочного происхождения. Оливин корродируется, появляется ортопироксен. Дальнейшее снижение температуры приводит к исчезновению оливина, ортопироксена, плаги-

Таблица 15

Результаты опытов с высокоглиноземистым базальтом

Условия опытов		Минеральные фазы	Минеральные ассоциации
тыс. м	T°, C		
	1390	<i>Cor, Cpx, Ol, Mt, Gl</i>	Лерцолитовая
	1298	<i>Cpx, Opx, (Ol, Pl), Mt, Gl</i>	Пироксенитовая
	1280	<i>Omf, Gr, Gl</i>	Эклогитовая
	1140	<i>Omf, Gr, Ky, Q</i>	Кварц-кианитовый эклогит
	998	<i>Omf, Gr, Ky, Q</i>	То же
	1425	<i>Gl</i>	Расплав
	1390	<i>Gl</i>	"
	1300	<i>Cpx, Opx, (Pl), Mt, Gl</i>	Пироксенитовая
	1250	<i>Omf, Gr (Opx, Mt), Gl</i>	Эклогитовая
	1380	<i>Cpx, Mt, Gl</i>	Пироксенитовая
	1275	<i>Cpx, Opx, Pl, (Ol), Mt, Gl</i>	Габброидная
	1105	<i>Omf, Opx, Pl, Mt</i>	Омфацитовое габбро
	1280	<i>Pl, Cpx, Mt, Gl</i>	Габброидная
	1250	<i>Pl, Cpx, Mt, Gl</i>	"
	1080	<i>Pl, Cpx, Opx, Ol, Mt</i>	Высокоглиноземистое оливинное габбро
	1285	<i>Pl, Cpx, Mt, Gl</i>	Габброидная
	1255	<i>Pl, Cpx, Mt, Gl</i>	"
	980-1050	<i>Pl, Cpx, Opx, Ol, Mt</i>	Высокоглиноземистое оливинное габбро
	1210	<i>Pl, Cpx, Mt, Gl</i>	Габброидная
3,5	1060	<i>Pl, Ol, Cpx, Opx, Mt</i>	Высокоглиноземистое оливинное габбро

Примечание. В скобках показаны фазы, состояние которых полагается как метастабильное.

оклаза. Вместе с тем наблюдается образование граната и усложнение состава клинопироксена за счет жадеитовой молекулы. На границе солидуса к клинопироксену и гранату присоединяется образующийся кварц и кианит. Образующаяся минеральная ассоциация: гранат, клинопироксен омфацитового ряда, кианит, кварц соответствует кварц-кианитовому эклогиту.

*Характеристика границ ликвидуса и солидуса.* Как уже отмечалось выше, вместе с общей тенденцией к температурному расширению ликвидус-солидусной области отмечается образование отрицательного наклона границы солидуса при давлении выше 20 тыс. атм. Образование отрицательных наклонов при плавлении сложных силикатных систем ранее наблюдалось только в тех случаях, когда давление на исследуемое вещество осуществлялось под действием жидкой фазы — воды. Образование отрицательного наклона границ у сухого базальта отмечается впервые и требует своего объяснения. Вместе с тем следует отметить, что плавление с отрицательным наклоном для составов достаточно простых наблюдалось и ранее. Так, например, при изучении плавления соединений состава  $Al_2SiO_5$  Де Фризом [140] выявлен отрицательный наклон границы солидуса при давлениях от 20 до 30 кбар. При исследовании процессов плавления анортита Хариа и Кеннеди [141] также обнаружили отрицательный наклон границы солидуса при высоких давлениях. В обоих случаях плавление кианита и анортита инконгруентно с образованием в качестве твердой фазы — корунда.

Рассматривая результаты исследования, можно видеть, что данный высокоглиноземистый состав более чем на 47 вес. % состоит из анортита (см. табл. 13); кианит обнаружен в субсолидусной области при давлении выше 20 тыс. атм, корунд образуется в ликвидус-солидусной области в качестве первой фазы при кристаллизации из расплава (см. табл. 15). Таким образом, имеется фазовый состав, присутствие которого определяет образование отрицательного наклона границы солидуса у высокоглиноземистого базальта. Только этими фактами можно объяснить выявившийся во время исследования отрицательный наклон линии солидуса.

*Эволюция состава высокоглиноземистого базальта при давлениях до 20 тыс. атм.* Как уже отмечалось выше, при давлениях до 18–20 тыс. атм первым из расплава кристаллизуется плагиоклаз, хотя его образование в качестве первой фазы при давлениях выше 10 тыс. атм обнаруживается не так четко, как при давлениях ниже 10 тыс. атм. При давлениях до 10 тыс. атм он более основного состава, чем при давлениях выше 10 тыс. атм. Образование пироксенов и оливина завершает процесс кристаллизации в этой области. По данным Грина [136, 137], из расплава высокоглиноземистого базальта плагиоклаз также кристаллизуется в качестве первой фазы, но при давлениях только до 6–7 кбар. При давлениях выше 6–7 кбар, по его данным, плагиоклаз кристаллизуется после образования пироксенов. Так же как и в настоящем исследовании, в работе Т.Х. Грина отмечено, что при низких давлениях образуется

более основной плагиоклаз, а при более высоких — более кислый. Т.Х. Грин делает вывод о том, что в условиях, когда в качестве первой фазы кристаллизуется плагиоклаз основного состава, оставшаяся жидкость будет обогащаться щелочами и образовывать магмы типа щелочного габбро.

Следует отметить, однако, что причина кристаллизации при низких давлениях плагиоклазов основного состава заключается в том, что при низких давлениях кристаллизация кислого плагиоклаза вообще затруднена. Например, из расплава, отвечающего по составу альбиту, в атмосферных условиях практически невозможно получить кристаллы альбита. Только длительная "акклиматизация" расплава приводит к кристаллизации альбита в атмосферных условиях при 1050°C [142]. Кристаллизация же анортита при атмосферном давлении протекает успешно. Только с повышением давления до 10 тыс. атм. альбит достаточно легко образуется из стекла, отвечающего по составу альбиту [143]. Детально вопрос о кристаллизации плагиоклазов в тех или иных  $P-T$  условиях из расплавов будет обсужден в разделе изучения процессов плавления в системе альбит — анортит. Проведенный расчет по отделению 25 вес. % нормативного плагиоклаза показывает, что остаток составляет обычный оливиновый толеит (или оливиновое габбро), в котором содержится нормальное для данного типа пород количество плагиоклаза, пироксенов и оливина (табл. 16). Отделение плагиоклаза отвечает образованию анортозита, в котором, помимо плагиоклаза, может присутствовать незначительное количество нормативного пироксена (до нескольких процентов к 100% плагиоклаза), что характерно для природных образований.

Таким образом, при давлениях до 18–20 тыс. атм, т.е. до глубин порядка 70–80 км из составов, отвечающих высокоглиноземистым базальтам, возможно отделение твердой фазы, которая составит анортозит и образование расплава типа оливинового толеита. Количество отделяющегося нормативного плагиоклаза не может быть больше 25–30 вес. % от общего объема высокоглиноземистого состава, так как большее отделение плагиоклаза (40–50%) приведет к образованию составов с очень низким содержанием алюминия (до 3–4%) и относительно высоким содержанием кремнезема (до 50%). Природные аналоги пород с подобным содержанием этих элементов очень редки (типа бронзититов, диаллагитов), да и нет никаких оснований полагать, что после выпадения из расплава определенного количества плагиоклаза не будут выпадать совместно с ним пироксены и оливин.

*Эволюция состава высокоглиноземистого базальта при давлениях от 20 до 28 тыс. атм.* При давлениях от 20 до 28 тыс. атм первая отделяющаяся на ликвидусе от расплава фаза — корунд/шпинель. Отделение только этой фазы даже в незначительном количестве приведет к обогащению расплава кремнеземом и образованию расплавов от оливиновых толеитов до нормальных насыщенных толеитов. В качестве примера в табл. 16 показано, что отделение 2,9% глино-

Таблица 16

Нормативные минералы при разделении на твердую и жидкую

Фаза	Исходное лейкокра- товое габбро	Дифференциация на глуп- нах до 70-80 км		
		твердая фа- за-анорто- зит	жидкая фа- за-оливи- новый то- леит	твердая фаза - ко- рунд/шпи- нель
Q	-	-	-	-
Ab	11,53	4,19	10,05	-
An	47,28	20,86	35,60	-
Di	23,39	-	31,66	-
Ca - Чермак	-	-	-	-
Mg- Чермак	-	-	-	-
Omf	-	-	-	-
Hu	10,17	-	13,64	-
Ol	4,40	-	5,86	-
Gross	-	-	-	-
Py	-	-	-	-
Alm	-	-	-	-
Cor	-	-	-	2,9
Mt	2,08	-	2,55	-
Пш	0,46	-	0,61	-
Вес. %	99,31	25,05	99,97	2,9
Плагноклаз	An <sub>81</sub>	An <sub>83</sub>	An <sub>78</sub>	

Примечание. Жидкая фаза пересчитана на 100% после вычитания весовых процентов твердой фазы из исходного состава образца.

зема от общей массы дает остаток, насыщенный кремнеземом, т.е. толеитом. Однако самостоятельное температурное поле устойчивости этой фазы, из которого бы эта фаза могла отделяться, по-видимому, невелико и при незначительном снижении температуры к корунду присоединяется кристаллизация пироксена и оливина. Образующаяся ассоциация корунд/шпинель + пироксен + оливин отвечает по минеральному признаку лерцолиту. Лерцолитовые нодулы нередко встречаются в базальтах щелочного типа и рассматриваются как ксенолиты мантийных пород. Лерцолитовые ассоциации минералов, так же как и перидотитовые ассоциации, составляют недосыщенный кремнеземом ряд пород. Отделение этих ассоциаций от расплавов, так же как и отделение только корунда/шпинели, приведет высокоглинозе-

фазы высокоглиноземистого состава

Дифференциация на глубинах более 70-80 км

жидкая фа- за - толеит	твердая фа- за - пи- роксенит	жидкая фа- за - габ- бро-анор- тозит	твердая фаза - эклогит	жидкая фаза - андезит
-	-	-	-	11,71
11,95	-	12,58	-	15,73
40,92	-	45,89	-	46,73
31,15	4,45	23,36	-	19,20
-	2,18	-	-	-
-	2,02	-	-	-
-	-	-	15,59	-
12,79	-	15,66	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	27,02	-
-	-	-	13,70	-
-	-	-	6,47	-
-	-	-	-	-
2,70	-	2,08	-	5,32
0,47	-	0,48	-	1,21
99,98	8,65	100,05	62,78	99,9
An <sub>77</sub>		An <sub>78</sub>		An <sub>75</sub>

мистый расплав сначала к насыщению, а потом к пересыщению кремнеземом. Таким образом, отделение только глинозема или отделение лерцолитовой ассоциации минералов ведет к одному процессу - увеличению кремния в расплаве. Разница заключается в том, что отделение глинозема приведет к образованию магм нормальных базальтов, а отделение лерцолита к обогащенной кремнеземом габбро-анортзитовой и кварцсодержащей высокоглиноземистой магме, т.е. к магме, все еще в значительной степени обогащенной глиноземом.

Дальнейшее снижение температуры приводит к растворению корунда. Оливин присутствует в виде реликтовых агрегатов, замещающихся на ортопироксен. По-видимому, при температурах ниже 1350°C оливин, так же как и корунд, является неустойчивой фазой. В ассо-

циации с клинопироксеном и ортопироксеном отмечено присутствие кислого плагиоклаза, который, вероятно, является закалочным продуктом. Согласно данным Т.Х. Грина [136, 137], пироксены в этой области содержат высокое значение Са-Mg-молекулы Чермака. Таким образом, ассоциация *Срх*, *Орх*, находящаяся в равновесии с расплавом, будет пироксенитовой. В табл. 16 показано, что отделение около 9% пироксенита делает расплав насыщенным кремнеземом. Нетрудно представить, что отделение большего количества, чем 9% пироксенов, содержащих Са-Mg-молекулы Чермака, приведет к пересыщению расплава кремнеземом и увеличение содержания щелочей. Однако количество глинозема будет все же очень высоким и состав магм может измениться только в сторону кварцсодержащих габбро-анортозитов. Дальнейшее снижение температуры приводит к образованию гранат-пироксеновой или эклогитовой ассоциации минералов, находящейся в равновесии с расплавом. Состав пироксена усложняется за счет присоединения щелочей. Состав расплава, исходя из образующейся минеральной ассоциации, в значительной степени обогащается кремнеземом и будет соответствовать магмам средней кислотности. В табл. 16 показано, что в присутствии 15,59% омфацита, 47,19% граната, гроссуляр-пироп-альмандинового состава, 36,58% расплава на 11,71% пересыщен кремнеземом и отвечает по химическому и нормативному составу андезиту. При образовании только 15-20% расплава от общей массы высокоглиноземистого состава расплав, по-видимому, будет соответствовать кислым риолитовым магмам и до магм типа кварцевых толеитов. Полная кристаллизация высокоглиноземистого расплава завершается образованием кварца и кианита на границе солидуса.

Проведенные расчеты и сделанные заключения о возможной дифференциации высокоглиноземистого расплава выявляют общую тенденцию изменения расплава с момента его зарождения в виде первых порций и полным плавлением. Исследованный высокоглиноземистый состав использован для выявления общих закономерностей при дифференциации магм подобного свойства. Общая же тенденция такова, что выплавляющийся расплав из высокоглиноземистого состава при давлениях выше 20 тыс. атм будет изменяться от кислого до средней кислотности андезитовых составов в области устойчивости эклогитовой ассоциации минералов, к пересыщенным кремнеземом габброидных составов в области устойчивости пироксенитовой ассоциации минералов до насыщенных толеитовых магм в области устойчивости глинозема и недосыщенных кремнеземом высокоглиноземистых магм в области полного плавления. Схема эволюции высокоглиноземистого толеита показана на рис. 32.

*Реакции превращения в субсолидусной области.* В субсолидусной области нами отмечено образование трех минеральных ассоциаций, которые сменяют одна другую с повышением давления. Минеральная ассоциация исходной породы *Срх*, *Орх*, *Ol*, *Pl* при 20 тыс. атм преобразуется в ассоциацию *Omф*, *Орх*, *An*, образуя породу типа омфацитового габбро. Преобразование в омфацитовое габбро происходит

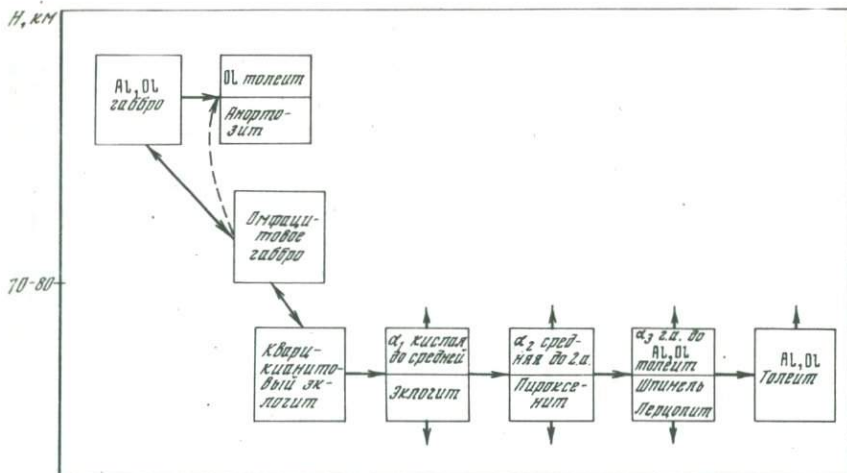


Рис. 32. Схема эволюции высокоглиноземистого габбро на различных глубинах

через реакции превращения альбитовой составляющей плагиоклаза в жадеит и кварц, реакции кварца и оливина с образованием пироксена и присоединение пироксена к жадеиту – с образованием омфацита:

- 1) альбит = жадеит + 2 кварц;
- 2) кварц + оливин = 2 пироксен;
- 3) жадеит + пироксен = омфацит.

В результате прошедших реакций порода состоит из плагиоклаза (анортита) и омфацита. Кроме того, встречается незначительное количество *Орх.* Нормативный расчет описанного превращения с образованием омфацитового габбро показан в табл. 17. В результате расчета оказывается, что данное превращение в минеральном составе породы должно привести к образованию избыточного кварца в количестве 0,96%. При давлениях выше 20 тыс. атм субсолидусная область характеризуется минеральной ассоциацией омфацит, гранат, кварц, кианит. Образование последних трех минералов происходит за счет преобразования анортита по реакции:

- 4) 3 анортит = гроссуляр + 2 кианит + кварц.

Экспериментально эта реакция изучена в работе Хария и Кеннеди [141]. Однако следует отметить, что процесс образования граната в данном случае, по-видимому, более сложный и в нем принимали участие и другие минералы, такие как, например, *Орх.* Последний при давлениях выше 20 тыс. атм не обнаруживается. Примерная количественная оценка минеральной ассоциации в шлифах позволила произвести нормативный расчет для кварц-кианитового эклогита, который показан в табл. 17. Кроме того, в табл. 17 показаны плотности всех охарактеризованных минеральных ассоциаций или пород, установленные расчетным путем. Плотность высокоглиноземистого оливинового габбро исходной породы была, кроме того, определена

Таблица 17

Нормативные минеральные фазы высокоглиноземистого состава при твердофазовых превращениях

Фаза	Высокоглиноземистое оливинное габбро	Омфацитовое габбро	Кварц-кианитовый эклогит
<i>Q</i>	-	0,96	8,17
<i>Ab</i>	11,53	-	-
<i>An</i>	47,28	47,28	-
<i>Di</i>	23,39	-	-
<i>Omf</i>	-	38,47	27,65
<i>Hu</i>	10,17	10,17	-
<i>Ol</i>	4,40	-	-
<i>Ky</i>	-	-	8,10
<i>Gross</i>	-	-	27,02
<i>Py</i>	-	-	16,93
<i>Alm</i>	-	-	8,95
<i>Mt</i>	2,08	2,08	2,08
<i>Ilm</i>	0,46	0,46	0,46
Вес. %	99,31	99,42	99,36
Плагиоклаз	<i>An</i> <sub>81</sub>	<i>An</i> <sub>100</sub>	
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2,967	3,059	3,491

опытным путем и оказалась равной 2,95 г/см<sup>3</sup>. Расчетная величина равна 2,967 г/см<sup>3</sup>. Плотность омфацитового габбро 3,059 г/см<sup>3</sup>, кварц-кианитового эклогита 3,491 г/см<sup>3</sup>. Таким образом, плотность минеральных ассоциаций резко возрастает только при переходе от омфацитового габбро к кварц-кианитовому эклогиту, т.е. более чем на 0,4 г/см<sup>3</sup>. Проведенное исследование не ставило своей целью построения границ твердофазовых превращений, так как обширные исследования А.Э. Рингвуда и Д.Х. Грина [7] наметили эти границы и, в частности, для высокоглиноземистых составов. Результаты разобранных выше экспериментальных исследований показывают, что высокоглиноземистые составы типа высокоглиноземистого оливинного толеита способны к дифференциации на глубинах до 70–80 км с образованием анортозитов и оливинных толеитов. На глубинах более 70–80 км расплавы высокоглиноземистых базальтов способны изменяться с понижением температуры через габбро-анортозитовые насыщенные и даже пересыщенные кремнеземом магмы до средних и, возможно, даже кислых магм с образованием соответственно лерцолитовых, пироксенитовых и эклогитовых твердых остатков (см. табл. 16 и рис. 32).

## Кварцевый толеит

*Ликвидус-солидусная и субсолидусная области.* В табл. 18 показаны  $P$ - $T$  координаты точек, характеризующие границы ликвидуса и солидуса. На рис. 33 показана фигура строения ликвидус-солидусной области по данным табл. 18. В фигуре ликвидус-солидусной области выделяется два участка. Первый участок, до давлений 10–12 тыс. атм, показывает тенденцию к сужению от  $50^{\circ}$  при давлении 2,5 тыс. атм до  $45^{\circ}$  при давлении 12 тыс. атм. Вторым участком, при давлении выше 10–12 тыс. атм, расширяется и при давлении 28 тыс. атм достигает  $200^{\circ}$ . Угол наклона границы солидуса в пределах первого участка постоянный –  $950 \text{ атм}/^{\circ}\text{C}$ , в то время как в пределах второго участка угол наклона меняется несколько раз, по-видимому, отражая фазовые изменения в субсолидусной области. Угол наклона при давлении от 12 до 14 тыс. атм составляет  $400 \text{ атм}/^{\circ}\text{C}$ , при давлении от 14 до 20 тыс. атм  $200 \text{ атм}/^{\circ}\text{C}$ , при давлении от 20 до 24 тыс. атм  $800 \text{ атм}/^{\circ}\text{C}$  и  $200 \text{ атм}/^{\circ}\text{C}$  при давлении от 24 до 28 тыс. атм. Угол наклона границы ликвидуса в пределах первого и второго участков остаются постоянными:  $1500 \text{ атм}/^{\circ}\text{C}$  при давлении до 10 тыс. атм и  $133 \text{ атм}/^{\circ}\text{C}$  при давлении от 14 до 28 тыс. атм. Таким образом, в фигуре строения ликвидус-солидусной области отмечается эффект сужения и расширения полей совместной устойчивости жидкой + твердой фаз. Одна из реальных причин сужения и расширения ликвидус-солидусных областей будет обсуждена ниже.

*Кристаллизация и плавление.* Порядок кристаллизации минеральных фаз из расплава или порядок выплавления этих фаз из полностью закристаллизованной породы показан в табл. 19. При давлениях до 10–12 тыс. атм кварцевый толеит плавится в очень узком температурном интервале ( $45$ – $50^{\circ}$ ). В этих условиях первым из распла-

Таблица 18

$P$ - $T$  условия ликвидуса и солидуса по данным электропроводности

$P$ , тыс. атм	$T$ , $^{\circ}\text{C}$		
	солидус	ликвидус	$\Delta T$ , $^{\circ}\text{C}$
28	1220	1420	200
24	1200	1390	190
20	1195	1355	160
14	1165	1315	150
12	1160	1265	105
7	1155	1200	45
2,5	1150	1200	50

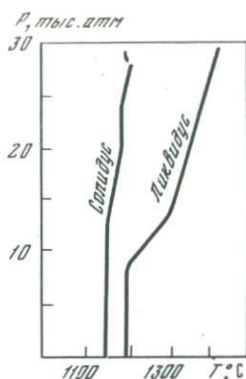


Рис. 33.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса кварцевого толеита

ва кристаллизуется  $Cpx$ , к которому при снижении температуры присоединяется  $Orx$  и  $Pl$ .

Кристаллизация из расплава завершается образованием кварца на границе солидуса. При давлениях выше 10–12 тыс. атм до 28 тыс. атм. в ликвидус–солидусной области установлен ряд полей сосуществования жидкой фазы с различными минералами и минеральными ассоциациями. В качестве первых фаз из состояния полного плавления в этом интервале

давлений кристаллизуется  $Cpx$  и  $Orx$ , образуя пироксенитовую или вебстеритовую ассоциацию минералов, к которым при снижении температуры присоединяется плагиоклаз, образуя габброидную ассоциацию минералов. Отдельными опытами в области существования пироксенитовой и габброидной ассоциаций минералов отмечено присутствие оливина. Возможное метастабильное образование оливина в данной области отмечено в табл. 19 помещением его в скобки. Однако следует отметить то, что, как показали экспериментальные исследования И.Куширо и др. [144], инконгруэнтное плавление энстатита с образованием форстерита, устойчивого в кислом расплаве, возможно при давлениях даже более 30 кбар, если в системе присутствует даже самое незначительное количество воды. Как это следует из данных химического состава, кварцевый толеит содержит около 0,1% воды. Эффект воды на увеличение  $P$ - $T$  области устойчивости оливина в толеитовых магмах наблюдался также Никольсом и Рингвудом [145]. Дальнейшее снижение температуры приводит к смене габброидной ассоциации минералов на гранулитовую ( $Cpx$ ,  $Orx$ ,  $Pl$ ,  $Gr$ ) при давлении выше 20 тыс. атм, а затем гранулитовой на эклогитовую ( $Omf$ ,  $Gr$ ) при давлении выше 24 тыс. атм. В области сосуществования эклогитовой ассоциации минералов с расплавом происходит усложнение  $Cpx$  до омфацитового состава. Кристаллизацию из расплава завершает кварц, образующий полнокристаллическую породу, отвечающую по минеральному составу кварцевому эклогиту.

*Реакции превращения в субсолидусной области.* В субсолидусной области ассоциация кварцевого габбро с повышением давления превращается сначала в гранулитовую, а затем в кварц–эклогитовую ассоциацию минералов. Превращение в гранулитовую ассоциацию минералов, по-видимому, протекает через образование граната за счет анортитовой составляющей плагиоклаза и ортопироксена. Превращение в эклогитовую ассоциацию связано с образованием омфацита за счет альбитовой составляющей плагиоклаза, которая разлагается на жадеит и кварц, и присоединение жадеита к клинопироксену. В табл. 20 показан нормативный минеральный состав установленных ассоциаций и их рассчитанная плотность, которая равна 3,068 г/см<sup>3</sup>

Таблица 19

Результаты опытов

Р, тыс. атм	T, °C	Фаза	Минеральная ассоциация
28	1420-1350	<i>Cpx, Opx, Mt, L</i>	Пироксенитовая
	1350-1300	<i>Cpx, Opx, (Ol), Pl, Mt, L<sub>2</sub></i>	Габброидная
	1300-1240	<i>Cpx, Opx, Pl, Gr, (Q), Mt, L<sub>3</sub></i>	Гранулитовая
	1240-1220 <1220	<i>Omf, Gr, L<sub>4</sub></i> <i>Omf, Gr, Q</i>	Эклогитовая Кварцевый эклогит
24	1225 <1220	<i>Cpx, Opx, Pl, Gr, Mt, L<sub>3</sub></i> <i>Cpx, Opx, Pl, Gr, Q, Mt</i>	Гранулитовая Гранулит
	20	1340	<i>Cpx, Opx, Mt, L<sub>1</sub></i>
1270		<i>Cpx, Opx, Pl, (Ol), Mt, L<sub>2</sub></i>	Габброидная
1200		<i>Cpx, Opx, Pl, (Ol), Mt, L<sub>2</sub></i>	"
1150		<i>Cpx, Opx, Pl, Mt, Q</i>	Кварцевое габбро
14	1315-1265	<i>Cpx, Mt, L</i>	Пироксенитовая
	1265-1165	<i>Cpx, Opx, (Ol), Pl, Mt, L<sub>2</sub></i>	Габброидная
12	1265-1190	-	"
	1190-1165	<i>Cpx, Opx, Pl, Mt, L<sub>2</sub></i>	"
7	1200-1155	<i>Cpx, Opx, Pl, Mt, L<sub>2</sub></i>	"
2,5	1200-1150	<i>Cpx, Pl, Mt, L<sub>2</sub></i>	"

Примечание. В скобках показаны обнаруженные, но, по-видимому, метастабильные фазы, образовавшиеся в процессе закалки образцов.

у кварцевого габбро,  $3,321 \text{ г/см}^3$  - у гранулита и  $3,458 \text{ г/см}^3$  - у кварцевого эклогита. Таким образом, значительная разница в плотности наблюдается только при переходе от кварцевого габбро к гранулиту и достигает  $0,25 \text{ г/см}^3$ , в то время как переход от гранулита к кварцевому эклогиту характеризуется изменением в плотности только на  $0,13 \text{ г/см}^3$ . Скачки в плотностях имеют незначительную величину. Кроме того, если учесть постепенность усложнения и увеличения в количестве граната и пироксена с повышением давления, то следует признать, что резкого скачка в плотностях при переходе от одной минеральной ассоциации к другой не

Таблица 20

Нормативные минеральные фазы состава кварцевого толеита при твердофазовых превращениях

Фаза	Кварцевое габбро	Гранулит	Кварцевый эклогит	Кварцевый эклогит с акмитом
Q	1,92	7,75	12,55	10,33
Or	5,56	5,56	5,56	5,56
Ab	20,97	20,97	-	-
An	27,54	-	-	-
Ac	-	-	-	12,93
Jd	-	-	16,70	4,85
Di	14,97	15,49	15,49	20,72
Hu	21,04	-	-	-
Gross	-	12,16	12,16	12,61
Py	-	24,18	24,18	20,56
Alm	-	5,97	5,97	9,96
Mt	6,48	6,48	6,48	-
Ilm	1,52	1,52	1,52	-
Ru	-	-	-	0,8
Вес. %	100,12	100,80	100,70	98,32
Плагиоклаз	An <sub>57</sub>	An <sub>40</sub>	-	-
Плотность, г/см <sup>3</sup>	3,068	3,321	3,458	3,558

будет. Только составы, сильно раздифференцированные по содержанию химических элементов способны обеспечить фазовые превращения, которые будут иметь заметный скачок в плотностях при переходе от одного типа пород к другому.

Химические анализы пироксенов из эклогитов показывают присутствие окисного железа в них при отсутствии магнетита в эклогитах. По-видимому, можно полагать, что окисное железо входит в состав пироксенов в виде акмитовой составляющей этого минерала. Нормативный расчет с учетом образования акмита и расчет плотности показывают ее увеличение от 3,458 г/см<sup>3</sup> в кварцевом эклогите без акмита до 3,558 г/см<sup>3</sup> в кварцевом эклогите с акмитом (см. табл. 20).

*Эволюция расплава кварцевого толеита.* Узкий (45–50°) температурный интервал плавления при давлениях, не превышающих 10–12 тыс. атм, и как следствие этого явления практически одновременная кристаллизация минеральных фаз в этой узкой ликвидус–солидусной области не должны благоприятствовать дифференциации

Таблица 21

Химический состав расплавов после удаления твердых дифференциатов

Оксиды	Состав исходного кварцевого толеита	Состав расплава ( $L_1$ ) после удаления 18,5% пироксенина	Состав расплава ( $L_2$ ) после удаления 30% габбро	Состав расплава ( $L_3$ ) после удаления 57% гранулита	Состав расплава ( $L_4$ ) после удаления 73,2% эколгита
SiO <sub>2</sub>	52,05	55,12	54,15	62,28	73,6
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,01	1,16	1,91	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,16	16,22	15,71	13,05	11,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	2,70	3,11	-	1,50
FeO	5,16	3,32	3,32	3,73	0,75
MnO	0,10	0,12	0,14	0,23	-
MgO	9,49	8,73	8,92	5,24	1,68
CaO	9,29	8,66	9,98	8,62	4,49
Na <sub>2</sub> O	2,46	3,02	1,74	2,87	3,37
K <sub>2</sub> O	0,89	1,09	1,26	2,07	3,37
Сумма	99,90	99,99	99,99	100,00	100,00

Примечание. В исходном составе не показаны присутствующие в нем 0,09% H<sub>2</sub>O и 0,13% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Полный химический анализ кварцевого толеита приведен в табл. 13.

расплава кварцевого толеита на глубинах до 35–40 км. Вероятность и степень дифференциации будет возрастать с повышением давления, т.е. с расширением температурного интервала ликвидус–солидусной области при давлениях выше 10–12 тыс. атм. В табл. 21 показаны составы расплавов после отделения кристаллического осадка из исходного расплава кварцевого толеита.

Как показали расчеты, при отделении, например, 18,5% пироксенина, состоящего из  $S_{px}$  с глиноземом, гиперстена и магнетита, химический состав остатка, который представляет расплав, существенно не изменяется, продолжая относиться к кварцевому толеиту с несколько более высоким содержанием кремнезема. То же самое следует при вычитании около 30% габброидной ассоциации минералов. Остаток в виде расплава продолжает относиться к кварцевому

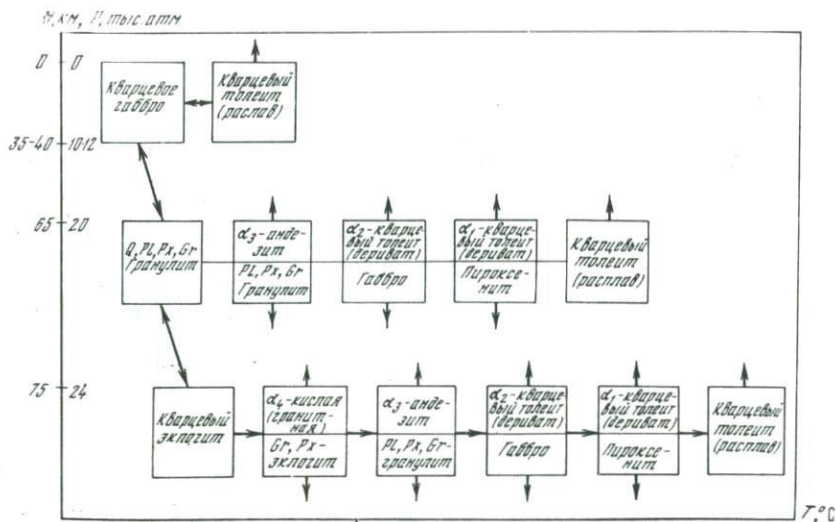


Рис. 34. Схема эволюции кварцевого толеита на различных глубинах

толеиту. Вычитание же 57% твердого осадка в виде гранулитовой ассоциации минералов, состоящей из пироксена, граната, плагиоклаза и магнетита приводит к образованию остатка в виде расплава, соответствующего андезиту, а вычитание 73% эклогитового осадка, состоящего из граната и пироксена омфацитового ряда, приводит, возможно, к образованию расплава, соответствующего кислым гранитным магмам.

Приводя результаты расчета по отделению того или иного количества кристаллического осадка в областях сосуществования пироксенитовой, габброидной, гранулитовой и эклогитовой ассоциации минералов с расплавом, следует отметить одно очень важное обстоятельство. Оно заключается в том, что проводимые расчеты по отделению того или иного количества кристаллического осадка, так же как и подобные расчеты в исследованиях других авторов, являются произвольными, так как мы не знаем, какое количество осадка будет находиться в равновесии с расплавом в тех или иных статистических конкретных  $P-T$  условиях. Выполненный нами расчет основан только на одном реальном представлении, а именно на том, что, чем ближе к солидусу, т.е. чем ниже температура в ликвидус-солидусной области, тем больше количество твердой фазы относительно жидкой. Таким образом, проводимые петрохимические расчеты могут отразить только тенденцию в изменении расплава по мере отделения того или иного количества осадка. В рассмотренном случае тенденция такова, что отделение уже первых фаз ведет к обогащению расплава кремнеземом и к постепенному преобразованию расплава кварцевого толеита в андезит, а затем — в кислый риоли-

томой расплав при увеличении объема и изменении качества кристаллического осадка.

*Схема эволюции расплава кварцевого толеита.* На рис. 34 показана схема эволюции расплава из состава, отвечающего кварцевому толеиту. Предлагаемая схема показывает, что до глубин 35–40 км нельзя ожидать дифференциации расплава кварцевого толеита. Причину этого явления мы указали. Только на глубинах от 35–40 до 60–65 км в условиях увеличивающегося температурного интервала плавления возможно отделение осадков в виде пироксенитовой и габброидной ассоциаций минералов, что приведет к незначительному подкислению расплава. На глубинах от 60–65 до 70–75 км выплавляющиеся из гранулитовой ассоциации минералов расплавы должны соответствовать андезитовым разностям. Однако с увеличением степени выплавления кислотность расплава снижается и будет соответствовать в области устойчивости габброидной и пироксенитовой ассоциаций минералов составу кварцевого толеита. На глубинах более 70–75 км первые выплавляющиеся жидкости должны соответствовать кислым разностям, которые с повышением температуры, т.е. с повышением степени выплавления будут преобразовываться сначала в средние андезитового типа магмы, а затем — в области существования габброидной и пироксенитовой ассоциаций минералов в расплав (магм) кварцевого толеита. Таким образом, как и в случае с высокоглиноземистым толеитом эволюция кварцевого толеитового базальта при постепенном охлаждении на глубинах более 60–65 км направлена в сторону обогащения остаточного расплава кремнеземом с образованием магм среднего и кислого составов и отделении твердых остатков в виде пироксенитов, гранулитов, перцолитов и эклогитов.

### Оливиновый толеит

*Границы ликвидуса и солидуса.* В табл. 22 приведены  $P$ - $T$  координаты ликвидуса и солидуса, определенные как кондуктометрическим методом, так и по данным закалочных опытов. На рис. 35 показано строение ликвидус-солидусной области. Из рисунка видно, что с повышением давления температурный интервал, определяющий положение границ ликвидуса и солидуса, расширяется. При давлении 5 тыс. атм он равен  $80^{\circ}$ , а при давлении 28 тыс. атм он достигает  $225^{\circ}$ . При давлении около 20 тыс. атм на границе солидуса отмечается излом, что, по-видимому, связано с значительными фазовыми превращениями в субсолидусной области. Установленная граница солидуса характеризуется следую-

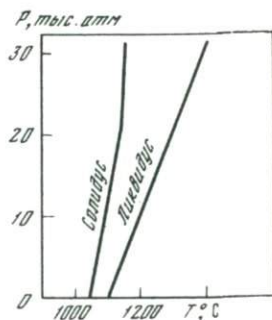


Рис. 35.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса оливинового толеита

Таблица 22

Температуры ликвидуса и солидуса сливиного толеита

Давление, тыс. атм	Температура, °С		
	ликвидус	солидус	$\Delta T$ , °С
5	1155	1075	80
10	—	1100	—
10	1200	1105*	95
14	1250*	1120*	130
20	1300*	1145	155
24	1340*	1147*	193
28	1375	1150	225

\* Определения по данным закалочных опытов.

щими уравнениями прямой:  $T = 4,66 P_{\text{тыс.атм}} + 1052^{\circ}\text{C}$  до давлений около 20 тыс. атм и  $T = 0,625 P_{\text{тыс.атм}} + 1132,5^{\circ}\text{C}$  при давлениях выше 20 тыс. атм. Граница ликвидуса характеризуется одним уравнением прямой линии:  $T = 9,565 P_{\text{тыс.атм}} + 1107,2^{\circ}\text{C}$ .

*Кристаллизация и плавление.* Результаты исследования полученных закалочным методом образцов показаны в табл. 23. По данным табл. 3 выделяются четыре области устойчивости различающихся между собой минеральных ассоциаций, находящихся в равновесии с расплавом. При давлениях до 20 тыс. атм в ликвидус-солидусной области наблюдается кристаллизация клинопироксена, оливина и плагиоклаза. В качестве рудной фазы присутствует магнетит-титаномagnetит. Вслед за этой фазой образуется клинопироксен, затем оливин и плагиоклаз. То, что клинопироксен образуется раньше оливина и плагиоклаза устанавливается при давлениях выше 10 тыс. атм, где температурный интервал, определяющий положение границ ликвидуса и солидуса, достигает более  $100^{\circ}$ , и сам процесс кристаллизации становится более растянутым и четким. С повышением давления изменяется состав оливина. Он становится более железистым, фаялитовым. Форстеритовая составляющая замещается ортопироксеном энстатитового ряда. При давлении выше 20 тыс. атм наблюдается образование трех минеральных ассоциаций, находящихся в равновесии с расплавом. На участке, непосредственно примыкающем к границе с ликвидусом, в качестве первой фазы из расплава кристаллизуется корунд/шпинель, к которой при снижении температуры присоединяется кристаллизация клино- и ортопироксена и оливина. Данная минеральная ассоциация по своему составу отвечает лерцолитовой. При снижении температуры в области давлений от 18–20 до 25–26 тыс. атм устойчивой с расплавом является гранулитовая ассоциация минералов (гранат, орто- и клинопироксен, плагиоклаз). При давлении выше 25–26 тыс. атм устой-

Таблица 23

Результаты опытов

Условия		Фазовый состав	Минеральная ассоциация
P, тыс. атм.	T, °C		
4,55	970	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt</i>	Габбро оливиновое
4,55	1041	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt</i>	" "
4,55	1100	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt, L</i>	Габброидная
4,55	1150	<i>L</i>	Расплав >> 99%
5,0	1155	<i>L</i>	Расплав
4,55	1200	<i>L</i>	Расплав (2 жидкости)
10,0	940	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt</i>	Габбро оливиновое
10,0	970	<i>Cpx, Ol, Mt, Pl</i>	" "
10,0	1010	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt</i>	" "
10,0	1041	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt</i>	" "
10,0	1060	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt</i>	" "
10,0	1080	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt</i>	" "
10,0	1100	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt</i>	" "
10,0	1130	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt, L</i>	Габброидная
10,0	1150	<i>Cpx, Ol, Mt, L</i>	Верлитовая
10,0	1175	<i>Cpx, Ol, Mt, L</i>	"
14,0	1135	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt, L</i>	Габброидная
14,0	1175-	<i>Cpx, Ol, Pl, Mt, L</i>	"
	1225		
14,0	1250	<i>L</i>	Расплав (2 жидкости)
20,0	1075	<i>Cpx, Pl, Gr, Mt</i>	Гранулит
20,0	1134	<i>Cpx, Pl, Gr, Mt</i>	"
20,0	1159	<i>Cpx, Pl, Gr, Mt, L</i>	Гранулитовая
20,0	1168	<i>Cpx, Pl, Gr, Mt, L</i>	"
21,0	1250	<i>Cpx, Opx, (Pl), Gr, Mt, L</i>	"
21,0	1300	<i>Cpx, Opx, Ol, Sp, L</i>	Лерцолитовая
21,0	1325	<i>L</i>	Расплав
24,0	1200	<i>Cpx, Opx, Pl, Gr, Mt, L</i>	Гранулитовая
28,0	1150	<i>Omf, Gr</i>	Эклогитовая
28,0	1270	<i>Omf, Gr, L</i>	"
28,0	1350	<i>Cpx, Ol, Sp, L</i>	Лерцолитовая

нивой с расплавом ассоциацией минералов является эклогитовая (гранат, клинопироксен омфацитового ряда). Намеченные границы между отдельными минеральными ассоциациями, находящимися в равновесии с расплавом имеют свое продолжение в субсолидусной области. В субсолидусной области отмечается образование трех минеральных ассоциаций. При давлении до 18–20 тыс. атм устойчива ассоциация минералов оливинового габбро. При давлении 20 тыс.

Таблица 24

Химический и нормативный состав толеитов и пикрита

Оксиды	Исследованный толеит	Толеит [ 8 ]	Толеит (стекло) [ 8 ]	Средний Тихоокеанический толеит [ 8 ]	Оливиновый толеит [ 28 ]	Пикрит [ 28 ]
SiO <sub>2</sub>	49,58	49,85	49,93	50,38	46,95	45,51
TiO <sub>2</sub>	1,71	1,34	1,34	1,56	2,02	1,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	16,72	16,75	16,13	13,10	12,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	1,60	-	-	1,02	0,92
FeO	7,80	9,94	11,40	9,68	10,07	8,67
MnO	0,16	0,18	0,18	0,19	0,15	0,15
MgO	7,34	7,58	7,59	7,04	14,55	18,79
CaO	11,32	9,31	9,33	11,84	10,16	9,67
Na <sub>2</sub> O	3,19	2,92	2,92	2,82	1,73	1,64
K <sub>2</sub> O	0,18	0,37	0,37	0,21	0,08	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,19	0,19	0,15	0,21	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,34	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,26	-	-	-	-	-
Сумма	99,57	100,00	100,00	100,00	100,04	100,00
Or	1,11	2,17	2,22	1,11	0,6	0,5
Ab	27,66	24,69	24,63	23,59	14,7	13,9
An	25,15	31,43	31,41	30,87	27,6	26,3
Di	25,04	11,12	11,50	22,91	17,00	16,5
Hy	7,10	16,61	13,20	8,	12,3	2,8
Ol	5,89	8,67	14,06	9,91	21,9	34,6
Ilm	3,19	2,55	2,58	3,03	3,8	3,7
Mt	4,40	2,32	-	-	1,4	1,3
Оливин	Fo <sub>80</sub>	Fo <sub>53</sub>	Fo <sub>47</sub>	Fo <sub>38</sub>	-	-
Плагиоклаз	An <sub>47</sub>	An <sub>54</sub>	An <sub>54</sub>	An <sub>56</sub>	An <sub>65</sub>	An <sub>65</sub>

атм установлена ассоциация гранат-пироксенового гранулита, а при давлении 28 тыс. атм минералов эклогита.

*Сравнительная характеристика границ ликвидуса и солидуса.* На рис. 36 изображена сводная диаграмма, показывающая строение ликвидус-солидусных областей, по данным настоящего исследования и данным Коэна и др. [132] и Ито, Кеннеди [8]. Легко видно, что строение ликвидус-солидусной области по результатам двух исследований выражает общую тенденцию: в обоих случаях наблюдается расширение поля ликвидус-солидусной области с повышением давления. Характерно также, что температурный интервал, определяющий положение границ ликвидуса и солидуса примерно одинаков в обоих случаях. Так, при давлении 5 тыс. атм по приведенным данным температурный интервал ликвидус-солидусной области составляет 80°, а по данным [139, 8] около 100°; при 28 тыс. атм соответственно 225 и около 200°. Существенное различие между

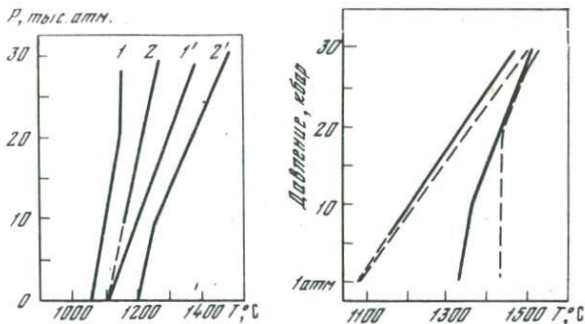


Рис. 36.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса оливинового толеита 1, 1' - солидус и ликвидус [22]; 2 - солидус [8]; 2' - ликвидус [139]

Рис. 37.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса оливинового толеита (деривата пикритовой магмы) и пикрита, по данным [28]

приведенными двумя диаграммами заключается в смещении границ ликвидуса и солидуса в сторону более низких температур для оливинового толеита, обсуждаемого выше. Смещение составляет для границы солидуса при атмосферном давлении около  $50^{\circ}$ , а при давлении 28 тыс. атм около  $130^{\circ}$ . Для ликвидуса смещение составляет около  $90^{\circ}$  при всех давлениях. Различное температурное положение границ ликвидуса и солидуса, по-видимому, может быть связано с одной причиной: с различием в химическом составе исследованных образцов.

Исследование процессов плавления и кристаллизации оливинового толеита проводилось также Грином и Рингвудом [28]. Строение ликвидус-солидусной области, по данным этих авторов, выражает тенденцию, обратную той, которая установлена выше, т.е. с повышением давления температурный интервал, определяющий положение границ ликвидуса и солидуса, сужается. В табл. 24 для сравнения приведены использованные ими составы оливинового толеита и пикрита. Внимательное рассмотрение химического состава оливинового толеита, использованного Грином и Рингвудом, показывает, что этот состав в значительной степени не отвечает среднему составу толеитов океанических областей, а ближе к составу пикрита, а точнее, представляет собой дериват пикритовой магмы. Выказанное утверждение подтверждается также путем наложения диаграмм ликвидус-солидусных областей оливинового толеита и пикрита, по данным этих авторов, на одну плоскость (рис. 37). Как видно из рисунка, границы солидуса исследованного ими оливинового толеита и пикрита имеют практически полное совпадение во всем интервале использованных давлений. То же самое относится к границе ликвидуса при давлениях выше 20 кбар. Некоторое расхождение в положениях границ ликвидусов при давлениях ниже 20 кбар не кажет-

Таблица 25

Химический состав расплавов после удаления твердых дифференциатов

Окислы	Состав исходного оливинного толеита	Состав расплава			
		после удаления 34% верлита	после удаления 11% лерцолита	после удаления 72% гранулита	после удаления 78% эклогита
SiO <sub>2</sub>	49,58	52,75	51,27	54,28	70,46
TiO <sub>2</sub>	1,71	1,88	1,93	0,60	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	22,88	14,13	13,12	11,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	2,50	3,43	1,79	2,92
FeO	7,80	3,68	8,19	4,92	4,13
MnO	0,16	-	-	-	-
MgO	7,34	3,21	6,50	8,65	2,67
CaO	11,32	7,83	10,74	12,97	3,16
Na <sub>2</sub> O	3,19	4,99	3,61	3,13	3,64
K <sub>2</sub> O	0,18	0,28	0,20	0,54	0,87
Сумма	98,93	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Химический состав расплава пересчитан на 100% после удаления твердого дифференциата. В расчете не принимали участия присутствующие в исходном составе вода и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Последние показаны в химических составах табл. 13.

ся странным при полном совпадении границ солидуса и объясняется различием химических составов у оливинном обогащенного толеита и пикрита и малым количеством опытов, проведенных при этих давлениях. Следует также отметить, что кристаллизация минеральных фаз при давлениях выше 20 кбар одна и та же у оливинного толеита и пикрита, по данным этих авторов, что естественно должно привести к одной схеме дифференциации этих магм на соответствующих уровнях глубин.

*Эволюция расплава оливинного толеита при давлениях до 20 тыс. атм.* Выше показан порядок кристаллизации минеральных фаз из расплава, в котором установлено, что первой фазой, кристаллизующейся из расплава, является клинопироксен. При условии удаления из расплава в процессе кристаллизационной дифференциации клинопироксена или клинопироксена и оливина (верлитовый парагенезис) остаточный расплав будет обогащаться полевошпатовой составляющей, соответствующей по химическому и минеральному составу габбро-сиенитовым аналогам. В качестве примера проведен расчет по удалению из состава оливинного толеита диопсид-оливинной или верлитовой ассоциации минералов с некоторым количеством рудного компонента — всего около 34%. Химический состав остатка после удаления верлитовой ассоциации показан в табл. 25. Общая сумма щелочей в полученном таким образом габбро-сиените возрастает до 5% и более. Возрастание количества щелочей в этом процессе будет нахо-

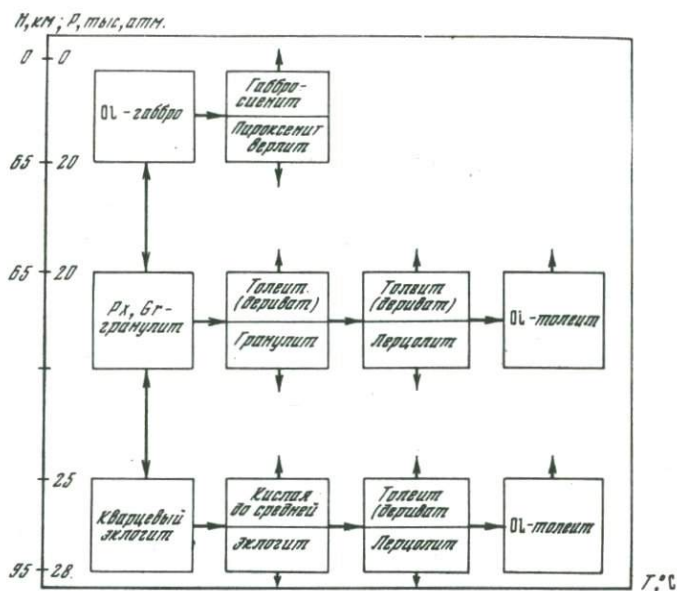


Рис. 38. Схема эволюции оливинового толеита при различных давлениях

даться в прямой зависимости от количества отделяющегося диопсидного или верлитового осадка, но, как отмечалось выше, примитивная дифференциация не приведет к образованию магм щелочного типа. Вероятность разделения состава оливинового толеита на пироксенит или верлит и габбро-сиенитовый расплав будет возрастать с повышением давления, где температурный интервал, определяющий положение границ ликвидуса и солидуса, увеличивается (рис. 35).

*Эволюция расплава оливинового толеита при давлениях выше 20 тыс. атм.* Непосредственно к границе с ликвидусом примыкает поле устойчивости лерцолитовой минеральной ассоциации с расплавом. Первой кристаллической фазой на ликвидусе является шпинель, к которой при незначительном снижении температуры присоединяется кристаллизация пироксена и оливина. Отделение лерцолитовой ассоциации минералов в процессе кристаллизационной дифференциации приведет к обогащению оставшегося расплава кремнеземом. Остаточный расплав после удаления аккумулятов лерцолита может соответствовать насыщенному и даже пересыщенному кремнеземом остатку, соответствующего деривату толеитовой магмы. Степень пересыщения кремнеземом будет зависеть от количества отделяющегося аккумулятора лерцолита. В табл. 25 показан химический состав остатка после удаления твердого осадка лерцолита, состоящего из 2,14% корунда, 5,02% клинопироксена, 1,66% гиперстена и 1,82% оливина.

Снижение температуры приводит к преобразованию лерцолитовой ассоциации минералов в гранулитовую, которая представлена грана-

Таблица 26

Нормативные минеральные фазы оливинового толеита при твердофазовых превращениях

Фаза	Оливиновое габбро	Гранат-пироксеновый гранулит	Кварцевый эклогит
Q	-	-	9,13
Or	1,11	1,11	1,11
Ab	27,66	27,66	-
An	25,15	13,63	-
Jd	-	-	21,02
Di	25,04	24,12	21,01
Hu	7,10	7,23	-
Ol	5,89	-	-
Gross	-	6,30	16,66
Py	-	5,24	14,91
Alm	-	6,47	7,47
Ilm	3,19	3,19	3,19
Mt	4,40	4,40	4,40
Нормативный Ol	F <sub>0</sub> 80	-	-
Плотность, г/см <sup>3</sup> Pl	An <sub>47</sub>	An <sub>37</sub>	-
	3,071	3,209	3,491

том, клино- и ортопироксеном и плагиоклазом. Количество жидкой фазы, находящейся в равновесии с гранулитовой ассоциацией, меньше, чем с лерцолитовой. Проведенный расчет по удалению в процессе кристаллизационной дифференциации около 72% гранулитовой ассоциации минералов от общей массы минерального состава, так же как и в случае удаления лерцолитовой ассоциации минералов, не приводит к радикальному изменению типа магматического расплава. Он, как и в случае удаления лерцолитовой ассоциации, будет соответствовать деривату толеитовой магмы (см. табл. 25). В области устойчивости эклогитовой ассоциации минералов, состоящей из граната и пироксена омфацитового ряда, кристаллизация на границе солидуса завершается образованием кварца. Как показано в табл. 25, удаление около 78% минералов эклогитовой ассоциации приводит к образованию расплава, относящегося к кислому. В этой области вероятно также образование магм и среднего состава при условии удаления меньшего количества кристаллического осадка эклогитового состава. Схема эволюции состава оливинового толеита в процессе кристаллизационной дифференциации показана на рис. 38.

*Реакции превращения в субсолидусной области.* В субсолидусной области происходят превращения и образование трех минеральных ассоциаций: исходное оливиновое габбро с повышением давле-

ния преобразуется в гранат-пироксеновый гранулит, а при давлениях выше 20 тыс. атм образуется эклогит. В табл. 26 показан нормативный расчет установленных минеральных ассоциаций, а также рассчитана их плотность. Плотность оливнивого габбро, равная  $3,071 \text{ г/см}^3$ , достигает  $3,209 \text{ г/см}^3$  у гранулита, т.е. увеличивается менее чем на  $0,15 \text{ г/см}^3$ . Плотность кварцевого эклогита достигает  $3,491 \text{ г/см}^3$ , т.е. на  $0,282 \text{ г/см}^3$  больше, чем у гранат-пироксенового гранулита. Следует отметить, что расчет плотности той или иной минеральной ассоциации дает хорошую сходимость с величинами ее прямого измерения. Как показано в работе Ито и Кеннеди [8], расхождение прямых определений плотностей с расчетными составляет 3%. Проведенный эксперимент с составом оливнивого толеита позволил установить также признаки явления разделения расплава оливнивого толеита на две жидкости в области полного плавления. Разделение расплава на две жидкости проявляется в двух формах: в форме ликвации и в форме диффузионного разделения.

#### Ликвация в оливнивом толеите

В таблице 27 показаны результаты исследования по данным работы [146]. Как видно из данных таблицы, кроме гомогенного расплава, в области полного ликвидуса зафиксировано еще два состояния жидкости. Первое отнесено к состоянию диффузионного разделения жидкости и характеризуется осветлением одной ее части и потемнением другой относительно окраски стекла гомогенного расплава. Переход от светлого состояния жидкости к темному достаточно четкий, хотя и не резкий. Расплав светлой окраски образуется как в центральной части образца, так и в его краевых частях, создавая объемные фигуры неправильной формы. На фото А.Б. показаны фор-

Таблица 27

Результаты опытов по установлению условий ликвации и диффузионного разделения

Р, тыс. атм	Т, °С	Состояние расплавов
4,55	1200	Ликвация
5,00	1155	Диффузионное разделение
5,0	1200	Ликвация
10,00	1225	Диффузионное разделение
10,00	1250	Ликвация
10,00	1300	Гомогенное стекло
14,00	1250	Диффузионное разделение
14,00	1360	Ликвация

Примечание. Время выдержки опытов 2 часа.

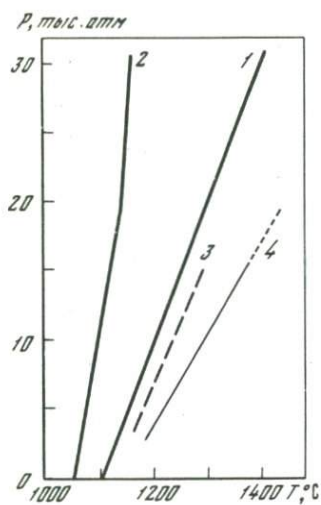
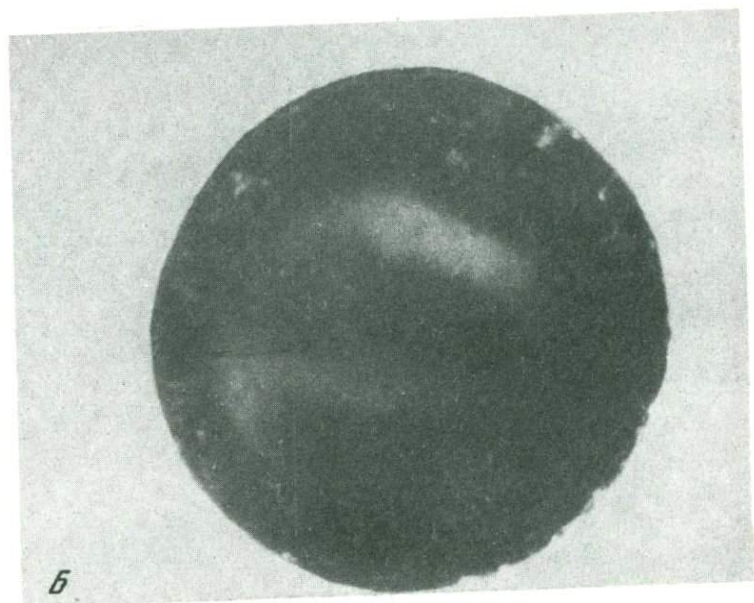
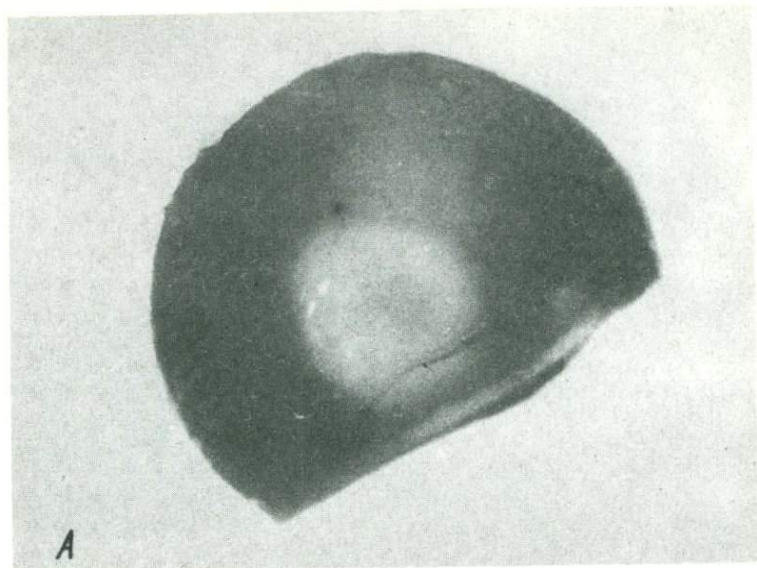


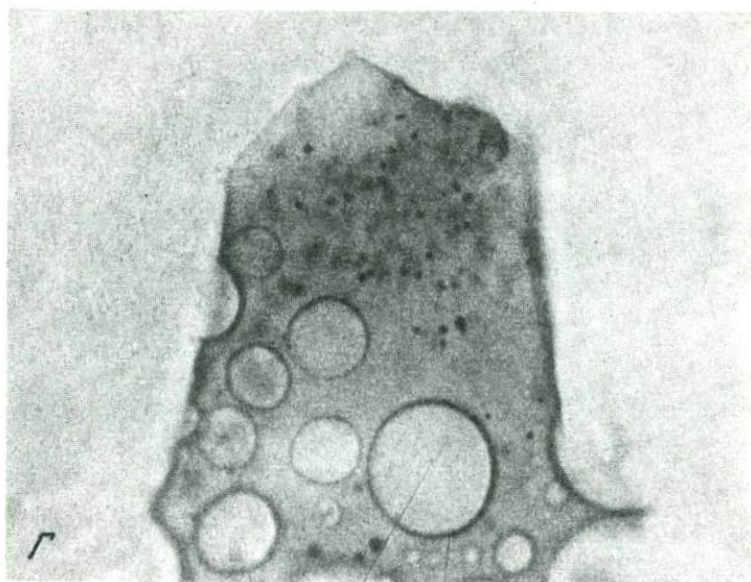
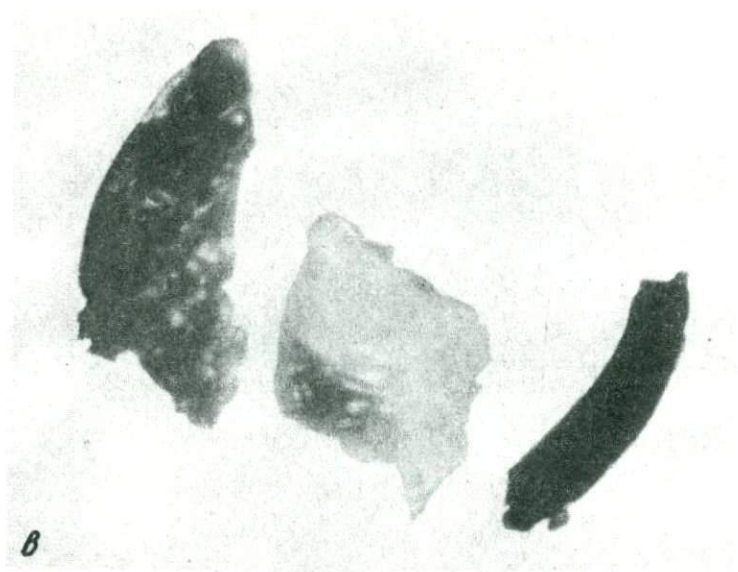
Рис. 39. Границы ликвидуса (1), солидуса (2), области диффузионного разделения (3), ликвации (4), и гомогенного расплава у оливинового толеита

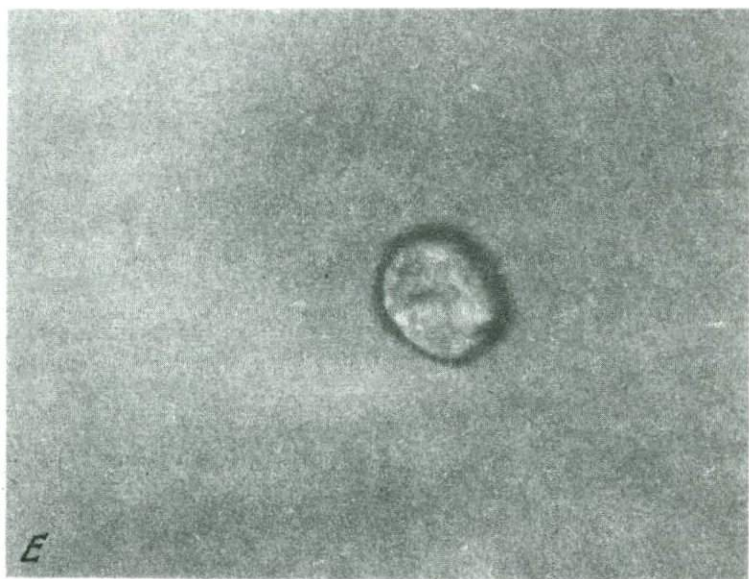
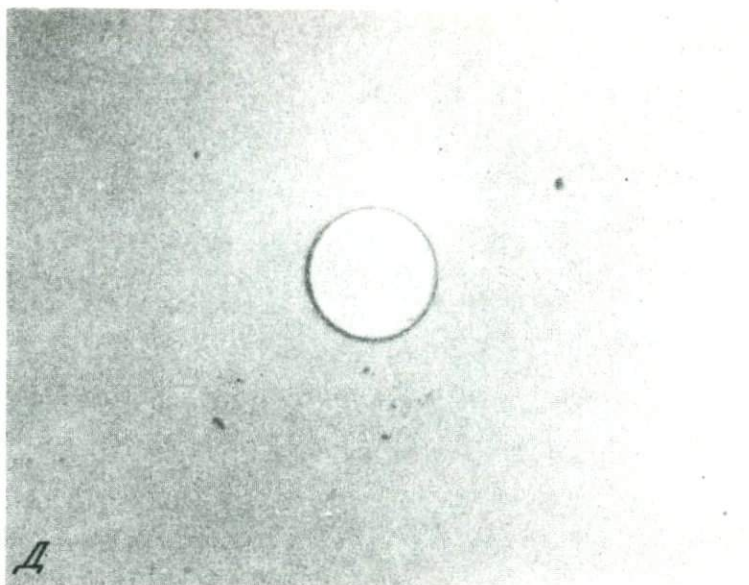
мы осветленных участков стекла в темной основной его массе. Самая темная (черная) часть стекла формируется в торцовых участках образца. Второе состояние отнесено к ликвации в расплаве. На фото Г отчетливо видны круглые включения белого прозрачного стекла в темно-зеленом стекле основной массы. Наибольший размер круглых включений по диаметру 0,05 мм. Объем круглых включений от общего объема образца составляет 3–4%. При разрушении образца в отдельных случаях фрагменты стекол белых включений оказывается свободными от стекла основной массы. На фото для сравнения показаны фрагменты белого и темного стекла. Зоны диффузионного расслоения и ликвации расположены в достаточно узком температурном интервале. Ликвационные явления наблюдаются при более высокой температуре, чем диффузионное разделение. Проведенный эксперимент позволяет лишь условно выделить эти две области. На рис. 39, характеризующем границы солидуса и ликвидуса, показана примерная P–T граница раздела между зоной диффузионного разделения, ликвации и гомогенного состояния. Не исключает

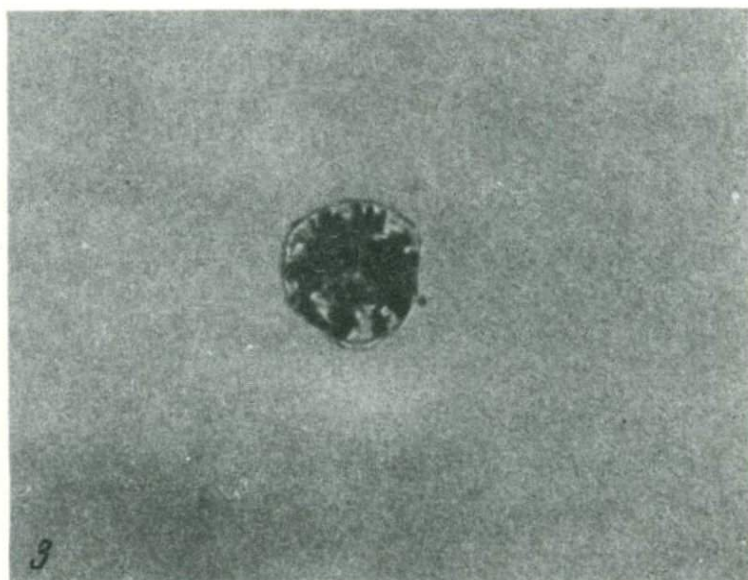
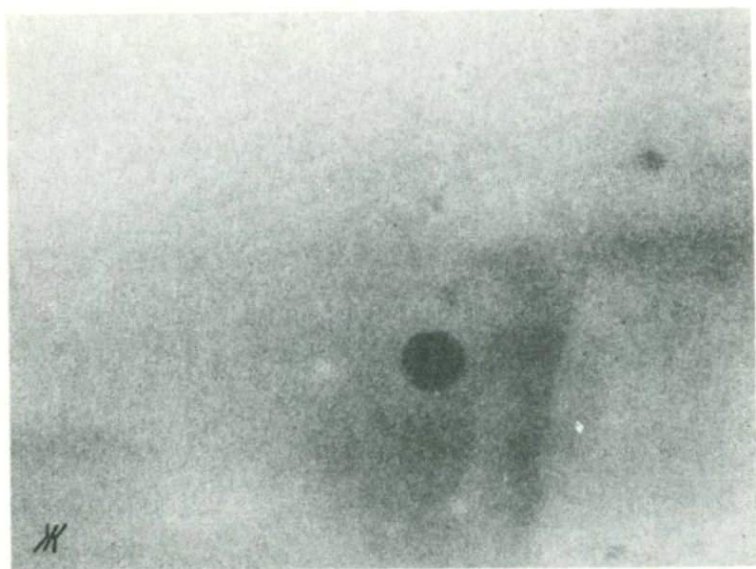
#### Явление ликвации в оливинном толеите

А, В – образцы стекол из зоны диффузионного разделения. Представлены поперечные круглые сколы образца. Отчетливо видны осветленные участки. Диаметр круглого скола 3 мм; В – образцы стекол из зоны ликвации с окраской от черного до прозрачного белого цвета; Г – образец стекла из зоны ликвации. В стекле темно-зеленого цвета основной массы отчетливо видны светлые круглые включения белого прозрачного стекла. Максимальный их размер по диаметру 0,05 мм. Кроме того, видны черные, обогащенные мафическими компонентами включениями круглой формы. Размер наиболее крупных черных включений не превышает тысячных долей мм; Д – отдельное светлое включение в стекле основной массы; Е – включение белого прозрачного стекла, выделенное из стекла основной массы; Ж – отдельное черное включение в стекле основной массы; З – включение черного цвета, выделенное из стекла основной массы, которое при большом увеличении демонстрирует закалочную дендритную кристаллизацию рудных компонентов в силикатном расплаве









ся, что наблюдаемый эффект диффузионного разделения в жидкости, предшествуя явлению ликвации, связан с фактором времени, и при увеличении длительности опыта может исчезнуть. В результате этого будет фиксироваться только явление ликвации в форме капельного выделения второй жидкости или в форме ее полного отслаивания. Химический состав стекол как в зоне диффузионного разделения, так и в зоне ликвации определен с помощью микроанализатора фирмы JEOL. Стандартом для определения химического состава служило гомогенное стекло базальта, приготовленное в результате плавления базальта под давлением 10 тыс. атм. Точность определения составляет 2%. Химические анализы стекол показаны в табл. 28.

*Область диффузионного разделения.* Показатель преломления стекла в области диффузионного разделения изменяется от 1,555 у светлых тонов до 1,564 у темных и 1,579 у черных, показатель преломления исходного гомогенного стекла 1,570. Проведенный химический анализ стекол показал, что по мере осветления стекла увеличивается его кислотность. При нормативном дефиците кремнезема в исходном оливиновом толеите на 2,5% в наиболее осветленных участках стекол, полученных в результате проведенного эксперимента, содержится его избыток до 12%. В зонах менее осветленных избыток кремнезема меньше (табл. 28). В наиболее темной части, определяемой черным цветом, увеличивается основность стекла, чему свидетельствует увеличение оливиновой составляющей от 6,27% в исходном толеите до 8,68–10,15% в стекле черного цвета (табл. 28). Диаграмма рис. 40,а, построенная по данным нормативного расчета составов стекол, приведенных в табл. 28, демонстрирует взаимоотношение минеральных составляющих в зоне диффузионного разделения по мере изменения состава стекол. Из диаграммы видно, что снижение в системе количества свободного кремнезема приводит к увеличению плагиоклазовой составляющей. При этом состав плагиоклаза практически не изменяется, находясь в пределах номеров  $Ab_{47} - Ab_{55}$ . Следует, однако, отметить, что самые высокие номера плагиоклаза ( $Ab_{55}$ ) связаны с наиболее основными составами стекол. Вместе с убыванием свободного кремнезема и увеличением количества плагиоклаза наблюдается также сначала незначительное возрастание пироксеновой составляющей стекла, но затем резкое ее убывание. В то же время вместе с возрастанием основности стекол увеличивается в ней количество ильменитовой составляющей. Таким образом, уже в зоне диффузионного разделения отмечается постепенное формирование двух прямопротивоположных по кислотности жидкостей. Рассчитанный нормативный состав черного стекла (образец 52-4 в табл. 28) показывает, что он может быть отнесен к базальту щелочного типа. Согласно Полдерварту [122], порода может характеризоваться как щелочной оливиновый базальт с нормативным гиперстеном, если величина  $Ab - 2En_{Hy} - 1,5Fs_{Hy} > 0$ . В данном случае это условие выполняется.

*Область ликвации.* В области ликвации наблюдается две формы нахождения двух разных по составу жидкостей в равновесии между

Таблица 28

Химический и нормативный состав стекол

Окислы	Исходный базальт	Область диффузионного разделения			
		светлое		темное	
		52-3	52-1	33-2	52-2
SiO <sub>2</sub>	49,58	55,8	55,7	52,8	53,4
TiO <sub>2</sub>	1,71	1,18	1,50	1,70	1,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	16,6	18,3	14,5	16,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	6,90	5,42	9,40	6,54
FeO	7,80	-	-	-	-
MnO	0,16	0,13	0,13	0,16	0,14
MgO	7,34	8,58	9,45	10,4	10,8
CaO	11,32	5,30	4,90	5,70	5,75
Na <sub>2</sub> O	3,19	2,48	2,68	2,77	3,20
K <sub>2</sub> O	0,18	0,20	0,27	0,20	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,34	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,26	-	-	-	-
Сумма	99,57	97,17	98,35	97,63	98,18
Q	-	12,13	11,17	3,18	1,80
Or	1,11	1,11	1,67	1,11	1,11
Ab	27,26	20,97	23,07	23,59	27,26
An	24,75	26,42	24,20	26,42	28,37
Di	25,10	-	-	1,62	-
En	3,11	18,77	18,97	25,50	26,4
Fs	3,69	9,50	6,73	12,65	8,31
Mg-Чермак	-	5,26	9,10	-	1,01
Fo	4,64	-	-	-	-
Fa	1,63	-	-	-	-
Ilm	3,19	2,28	2,88	3,19	3,19
Mt	4,40	-	-	-	-
Sp	-	-	-	-	-
Cor	-	-	-	-	-
Сумма	98,88	96,44	97,79	97,26	97,45

Примечание. При нормативном пересчете окисное железо, определенное микроанализатором, переводилось в закисное.

		Область ликвации					
		черное		белое	темное		
		33-1	52-4	6-1	59-2	61-2	59-1
	50,5	49,5	59,2	53,2	53,8	47,2	
	1,42	2,37	1,11	1,22	1,67	1,44	
	16,9	20,3	27,8	17,6	16,5	19,3	
	7,85	4,85	1,02	6,95	5,50	6,48	
	-	-	-	-	-	-	
	0,15	0,19	0,08	0,14	0,16	0,12	
	11,2	8,50	6,85	12,3	10,4	13,5	
	6,45	7,65	2,32	5,80	7,10	6,15	
	3,14	3,60	0,23	1,95	2,66	3,86	
	0,25	0,32	0,07	0,10	0,16	0,15	
	-	-	-	-	-	-	
	-	-	-	-	-	-	
	-	-	-	-	-	-	
	97,86	97,28	98,68	99,26	97,95	98,2	
	-	-	42,64	12,01	4,38	-	
	1,67	1,67	0,55	0,55	1,55	1,11	
	26,74	30,41	1,67	8,39	23,93	32,51	
	31,15	37,83	11,40	28,65	32,54	30,59	
	0,70	-	-	-	2,32	-	
	15,11	10,34	17,06	25,29	24,29	5,82	
	8,84	2,9	-	9,63	6,10	5,14	
	-	0,4	-	10,72	-	-	
	8,72	7,46	-	-	-	18,43	
	1,43	1,22	-	-	-	2,85	
	2,73	4,55	1,97	2,28	3,17	2,73	
	-	-	-	-	-	2,13	
	-	-	23,24	-	-	-	
	97,09	96,78	98,53	97,52	97,84	101,31	

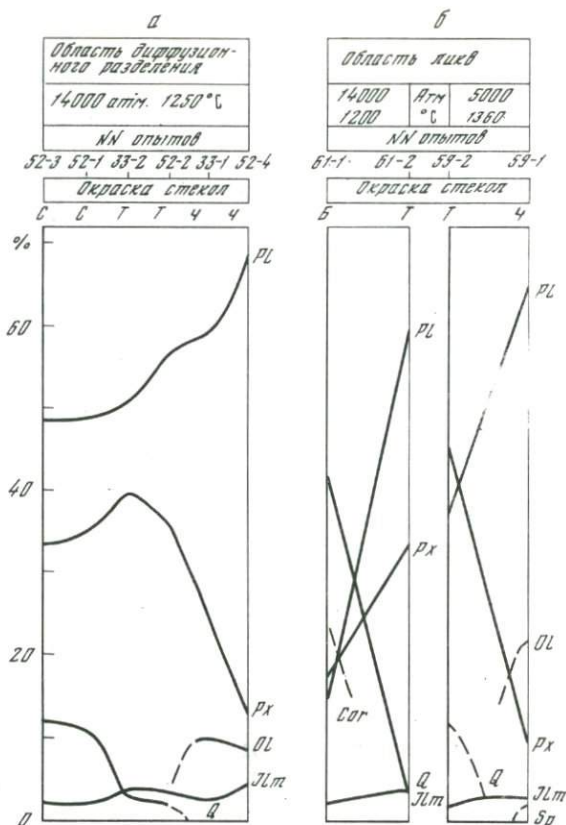


Рис. 40. Диаграмма изменения соотношений нормативных фазовых составляющих при переходе от кислых к щелочным стеклам  
 а - в зоне диффузионного разделения; б - в зоне ликвации; С - светлое; Т - темное, Ч - черное стекло

собой: в форме включений одной жидкости в другую (фото-Г, Д) и в форме расслоенных жидкостей (фото В). В первом случае включения имеют плоскую круглую форму, концентрируясь в основной своей массе у поверхностного слоя образца. Однако встречаются отдельные включения и в удаленных от поверхности слоях (фото Д). Во втором случае наблюдается образование тонкого слоя в торцовой части образца.

В обоих случаях стекло имеет белый цвет и прозрачно. Показатель преломления 1,537. Создается впечатление, что формирующееся в зоне диффузионного разделения осветленное стекло в глубоких слоях образца (фото А,Б) на каком-то этапе трансформируется в капли жидкости, которые вначале устремляются к поверхностным слоям образца, а затем скапливаются в его торцовых частях. Стекло основной массы имеет черный с темно-зеленым оттенком цвет и показатель преломления 1,567. Кроме белых прозрачных включе-

ний, в стекле основной массы встречаются также черные непрозрачные включения круглой формы, явно обогащенные мафическими компонентами (фото Г, Ж, З). Присутствуют они в незначительном количестве. Химическому изучению подвергнуты не были. При значительном увеличении видно (фото З), что включения черного цвета представлены кристаллами закалочной дендритной кристаллизации рудного компонента в силикатном стекле. Однако нет оснований не считать, что каплеобразная жидкость, обогащенная мафическими компонентами существует как самостоятельная фаза до момента закалки. По данным Редера и Вейблена [147], включения черного цвета в базальтах Луны с признаками аналогичной ликвации содержат до 36,5% FeO, до 12,5% CaO и от 3,3 до 6,4%  $Al_2O_3$ . Если и обнаруженные черные включения, обогащенные мафическими компонентами, содержат такие же количества указанных компонентов, то этим можно объяснить пониженные содержания железа и кальция и высокие содержания алюминия в светлых стеклах в области диффузионного разделения и ликвации.

Выполненный химический анализ стекол и расчет на их нормативный минеральный состав показал, что условный фазовый состав стекол имеет ту же тенденцию изменяться в количественном отношении при переходе от стекол с белой окраской к темно-зеленой, что и в зоне диффузионного разделения, но здесь она выражена более резко. На рис. 40, б показано изменение соотношения минеральных нормативных фаз в стеклах при переходе от белых прозрачных включений к стеклу темнозеленого облика. Химический состав стекол основной массы не включает состав включений, обогащенных мафическими компонентами, которые образовались в процессе закалки, подобно показанным на фото Ж, З. Но так как количество этих включений невелико, то это обстоятельство позволяет без особых искажений общей картины установить общую тенденцию в изменении соотношений нормативных составляющих с изменением общей кислотности стекол. Уменьшение количества свободного кремнезема в стеклах сопровождается увеличением количества плагиоклаза и обоих плагиоклазовых составляющих. Количество пироксена вначале резко возрастает, а затем падает с увеличением основности стекла. Снижение количества пироксеновой составляющей сопровождается появлением оливиновой, шпинелевой составляющих и увеличением ильменитовой. Из нормативного состава стекла 59-1, приведенного в табл 28, следует, что согласно уравнению  $Ab - 2En_{H_y} - 1,5Fs_{H_y} > 0$  этот состав может быть отнесен к базальту щелочного оливинового типа. Это факт находит также свое подтверждение при нанесении составов исходного оливинового толеита и основных составов из зоны ликвации и диффузионного разделения на диаграмму зависимости суммарного содержания щелочей от содержания кремнезема для базальтовых составов, по данным Макдональда и Капуры [121] (рис. 41).

Рассмотрение нормативного состава стекол зоны ликвации показывает, что этот процесс приводит к значительному пересыщению

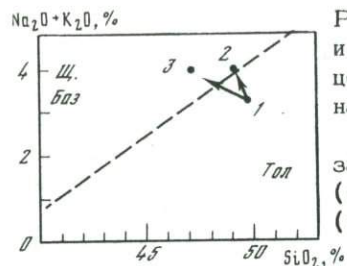


Рис. 41. Изменение содержания щелочей и кремнезема в оливиновом толеите в процессе преобразования в щелочные магмы на диаграмме авторов работы [121]

1 - исходный оливиновый толеит; 2 - базальт из зоны диффузионного разделения (обр. 52-4); 3 - базальт из зоны ликвации (обр. 59-1); см. табл. 28

кремнеземом одной части расплава и к его дефициту - в другой. В результате этого процесса образуется два контрастных по кислотности расплава, в одном из которых наблюдается дефицит кремнезема до 8-10%, а в других его избыток до 42% (см. табл. 28). Аналогичную тенденцию расщепления базальтовых и андезитовых составов установили Мейсон и Костер ван Грос [148] экспериментальным путем в условиях давлений от 1 до 1000 бар при различных температурах. Так же, как и в [146], ими установлено, что исходные расплавы расщепляются на светлые и темные стекла со значительными различиями показателями преломления и составами. В табл. 29 приведены химические составы исходных и полученных ими светлые стекла более кислые, более обогащенные алюминием и экспериментальным путем стекол. Из этих данных следует, что обедненные железом, кальцием, магнием в отличие от стекол коричневого цвета. Проведенные эксперименты Мейсона и ван Гроса менее отчетливо выражают тенденцию разделения жидкостей, что объясняется, по-видимому, использованием низких параметров по давлению. Однако в этом исследовании, так же как и в изложенном выше, важен сам факт установления этого явления, открывающий возможности для объяснения образования целого ряда пород.

Таблица 29

Химический состав исходных пород и стекол, выражающих несмесимость расплавов, по

Окислы	Исходный состав (1)	Светлое стекло	Коричневое стекло	Светлое стекло	Коричневое стекло	Исходное стекло (2)
SiO <sub>2</sub>	61,83	70,7	60,9	71,7	61,6	61,83
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,7	1,5	1,1	1,4	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,69	8,8	7,5	8,6	8,1	7,69
FeO	17,62	4,5	19,4	4,9	14,5	17,62
MgO	1,44	0,47	1,0	0,47	1,3	1,44
CaO	6,58	6,0	6,4	4,2	7,0	6,58
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,20	0,0	0,21	0,16	1,40
K <sub>2</sub> O	3,20	4,40	2,9	4,2	3,0	1,41
Сумма	100,00	96,77	99,6	95,31	97,06	99,38
Показатель преломления Р-Т условия опытов		1,504	1,568	1,520	1,564	-
		1 бар; 1115°С		1000 бар; 1125°С		-

## Оливиновый нефелинит

В табл. 30 и на рис. 42 показаны результаты исследования границ ликвидуса и солидуса оливинового нефелинита, по данным работы [149]. Там же показана граница ликвидуса щелочного оливинового базальта, установленная исследованиями Грина и Рингвуда [28]. Как видно из рис. 42, граница ликвидуса щелочного оливинового нефелинита повторяет границу ликвидуса щелочного оливинового базальта, расположена при температурах на 50-60° ниже последней. Повторение со смещением по температуре границ ликвидуса во всем исследованном диапазоне Р-Т условий является отражением различия составов, но в то же время, как и совпадение границ солидуса, является характеристикой плавления составов, принадлежащих к одной котектике. Граница солидуса щелочного оливинового базальта в исследовании Грина и Рингвуда не определялась. В табл. 30 показаны также результаты исследования фазовых состояний в субсолидусной и ликвидус-солидусной областях. Субсолидусная область характеризуется присутствием в ней клинопироксена, оливина, плагиоклаза, К-шпата и титан-магнетита. Во всем исследованном диапазоне давлений не обнаружены фазовые преобразования, которые приводили бы к образованию новых фаз. Твердофазовые преобразования следует ожидать при давлениях выше 20 тыс. атм при образовании жадеита в результате реакции разложения альбитовой составляющей плагиоклаза или ее реакции с нефелином. Общие соображения о фазовых преобразованиях свидетельствуют также о возможности образования гранатсодержащих минеральных ассоциаций в этих составах пород. Экспериментальные исследования, проведенные Бултитудом, Грином [150] в области субсолидуса с оливиновым нефелинитом показали, что первые кристаллы граната появляются только при достижении давления в 27 кбар. Использованный Бултитудом

данным Мейсона и Ван Гросса [148]

Светлое стекло	Коричневое стекло	Исходный состав (3)	Светлое стекло	Коричневое стекло	Исходный состав (4)	Светлое стекло	Коричневое стекло
65,9	57,9	50,00	61,3	53,1	49,65	58,0	46,7
1,3	1,4	1,53	2,5	1,7	0,10	0,15	0,14
9,2	8,1	8,35	13,5	9,4	11,14	15,8	10,7
0,91	15,3	19,13	2,2	15,4	17,23	0,75	15,2
1,5	1,3	10,00	5,5	8,2	11,14	8,9	8,4
9,2	8,2	7,14	7,2	7,7	10,13	13,5	10,9
1,4	0,83	1,52	2,7	1,9	0,50	1,4	0,0
2,0	1,4	1,54	3,2	1,8	0,10	0,22	0,08
91,4	94,43	99,21	98,5	99,2	99,99	98,72	92,12
1,512	1,558	-	1,548	1,604	-	1,552	1,612
1000 бар; 1125°С		-	1 бар; 1200°С		-	1 бар; 1210°С	

*P*, тыс. атм.

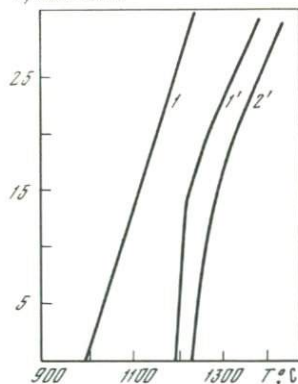


Рис. 42. *P*-*T* границы ликвидуса и солидуса оливинового нефелита и щелочного оливинового базальта

1, 1' - солидус и ликвидус оливинового нефелита по данным [149]; 2' - ликвидус щелочного оливинового базальта, по данным [28]

и Грином состав оливинового нефелинита отличается от использованного в настоящем исследовании меньшим содержанием щелочей на 2,4%. Можно сделать вывод о том, что образование гранатсодержащих ассоциаций минералов находится в прямой зависимости от содержания щелочей в минералах оливиновых нефелинитов. Подтверждением сказанному являются эксперименты Йодера, Тилли [5], которые показали, что в оливиновом нефелините, содержащем на 0,6% щелочей больше, чем в оливиновом нефелините Бултитуда и Грина,

Таблица 30

Результаты опытов с оливиновым нефелинитом

Условия опытов			Фазовый состав
<i>P</i> , тыс. атм	<i>T</i> , °C	Время, час	
5	1000	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , <i>Pl</i> , <i>Or</i> , <i>Mt</i>
5	1025	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , <i>Pl</i> , <i>Or</i> , <i>Mt</i>
5	1050	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , <i>Or</i> , <i>Mt</i> , <i>L</i>
5	1075	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , <i>Mt</i> , <i>L</i>
5	1100	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , <i>Mt</i> , <i>L</i>
5	1175	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Cen</i> , <i>Ol</i> , <i>Mt</i> , <i>L</i>
5	1200	2,0	<i>Cpx</i> , <i>L</i>
5	1225	2,0	<i>L</i>
10	1175	2,0	<i>Cpx</i> , <i>L</i>
14	1200	2,0	<i>Cpx</i> , <i>L</i>
14	1225	2,0	<i>L</i>
20	1075	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , <i>Pl</i> , <i>Or</i> , <i>Mt</i>
20	1125	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , <i>Pl</i> , <i>Or</i> , <i>Mt</i>
20	1175	2,0	<i>Cpx</i> , <i>Ol</i> , <i>Or</i> , <i>Mt</i> , <i>L</i>
20	1250	0,5	<i>Cpx</i> , <i>L</i>
20	1275	0,5	<i>Cpx</i> , <i>L</i>
20	1285	2,0	<i>L</i>

Таблица 31

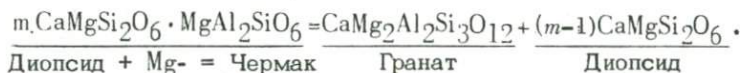
Химический и нормативный состав оливиновых нефелинитов

Окислы	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	46,12	44,3	39,14
TiO <sub>2</sub>	3,20	1,5	2,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	14,2	12,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,24	0,5	5,28
FeO	5,73	9,7	8,02
MnO	0,18	0,2	0,20
MgO	7,30	13,3	12,86
CaO	8,00	11,2	13,11
Na <sub>2</sub> O	3,88	3,6	3,95
K <sub>2</sub> O	3,20	1,0	1,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,5	0,58
H <sub>2</sub> O	0,90	-	0,64
Сумма	99,02	100,0	99,78
Cs	-	-	3,18
Or	18,92	6,1	4,11(Ks)
Ab	-	2,0	-
An	22,81	19,4	11,95
Ne	6,82	15,3	18,18
Ac	18,01	-	-
Di	12,43	26,4	30,60
Hy	-	-	-
Ol	13,07	25,9	17,16
Ilm	6,07	2,9	4,86
Mt	-	0,7	7,66
Ap	-	1,3	1,34

Примечание. 1 - оливиновый нефелинит [149]; 2 - оливиновый нефелинит [150]; 3 - оливиновый нефелинит [5].

и на 1,8% меньше, чем в оливиновом нефелините настоящего исследования, гранат не образовывался даже при давлении 40 кбар. Для сравнения химические и нормативные составы оливиновых нефелинитов использованных в работах Бултитуда, Грина и Йодера, Тилли показаны в табл. 31.

Основная реакция, в результате которой идет образование граната, по мнению Бултитуда и Грина, связана с разложением пироксенов, представляющих твердый раствор диоксида и молекулы Чермака:



Однако если исходить из щелочности пород при образовании граната, то степень щелочности должна выражаться в первую очередь в щелочности сложных пироксенов. В реакции образования граната должен участвовать не просто глиноземистый диопсид, а пироксен, содержащий щелочную составляющую в форме акмита или жадеита. Образование граната под действием давления должно зависеть от степени щелочности пироксена, т.е. чем выше щелочность, тем более высокие давления требуются для его разрушения. В ликвидус-солидусной области плавление во всем исследованном интервале давления характеризуется в первую очередь выплавлением полевых шпатов, а заканчивается плавлением оливина, рудного компонента и пироксена. Оливиновые нефелиниты представляют собой краевые составы природной системы, и, следовательно, кристаллизационная дифференциация, если такая будет происходить при плавлении этих пород, может привести к образованию лишь нефелин, нефелин-полевошпатовых пород в результате удаления из расплава клинопироксена, оливина и рудного компонента.

## Гранит

На рис. 43 показана фигура строения ликвидус-солидусной области гранита, по данным работы [151], из которой следует, что температурный интервал его плавления снижается с увеличением давления от 190° при 14 тыс. атм до 85° при давлении 38 тыс. атм. На границе солидуса при давлении 28 тыс. атм наблюдается излом, параметры которого совпадают с условиями превращения альбита в жадеит и кварц в субсолидусной области. Отмечается несоответствие между представленными результатами по определению P-T параметров границ ликвидуса и солидуса по данным исследования, приведенным в табл. 32 и по данным Грина и Рингвуда [135], хотя химические составы гранитов, использованные в том и другом случае практически одинаковы (см. табл. 33). Это несоответствие может быть объяснено тем, что в первом случае использован более чувствительный метод контроля за появлением первых порций жидкой фазы на границе солидуса. Граница ликвидуса построена по данным кондуктометрических измерений, которые характеризовали макси-

Рис. 43.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса гранитов  
 1 - [151]; 2 - [152]; 3 - [135]

мальное повышение электропроводности расплава. Однако микроскопические исследования показали наличие единичных зерен кристаллов в области полного ликвидуса. В основном эти фазы имеют закалочный облик и можно полагать, что их присутствие обусловлено кинетическими факторами, характерными для расплавов данного состава. Вместе с тем следует отметить, что положение границы ликвидуса и солидуса, определение которых показано в табл. 32, с учетом точности измерения температуры при высоких давлениях, хорошо согласуется с определениями  $P$ - $T$  условий ликвидуса и солидуса гранита, установленными в исследовании Ватанабе [152].

Гранитные составы при своей магматической эволюции не способны породить расплавы и кристаллические остатки, которые могли бы иметь важное значение в петрологии. Поэтому в характеристике фазовых состояний субсолидусной и ликвидус-солидусных областей установлены и показаны только основные превращения и взаимоотношения между фазами. Как это следует из данных, приведенных в табл. 32 и на рис. 43, в субсолидусной области до давлений характеризующих превращение альбита в жадеит и кварц возможно образование только граната в результате разложения биотита и реакции взаимодействия продуктов разложения с другими минеральными фазами гранита. При давлениях, выше необходимых для превращения альбита в жадеит и кварц, обнаруживается минеральная ассоциация, состоящая из  $K$ -шпата, кварца, граната и жадеита. В ликвидус-солидусной области при давлениях, ниже необходимого для превращения альбита в жадеит и кварц, фазой ликвидуса является кварц. В первую очередь на границе солидуса при давлении, ниже необходимого для превращения альбита в жадеит и кварц, выплавляется  $K$ -шпат-плаггиоклаз-кварцевая эвтектика. В плавлении также участвует биотит или его составляющие. В равновесии с расплавом остается только избыточный кварц, не входящий в состав эвтектики. При давлениях, выше необходимого для превращения альбита в жадеит и кварц, порядок выплавления минеральных фаз достоверно не установлен, но, вероятно, он изменяется и характеризуется выплавлением в первую очередь  $K$ -шпат, кварца и граната. Минералом ликвидуса, вероятно, является пироксен (жадеит). Полученные результаты

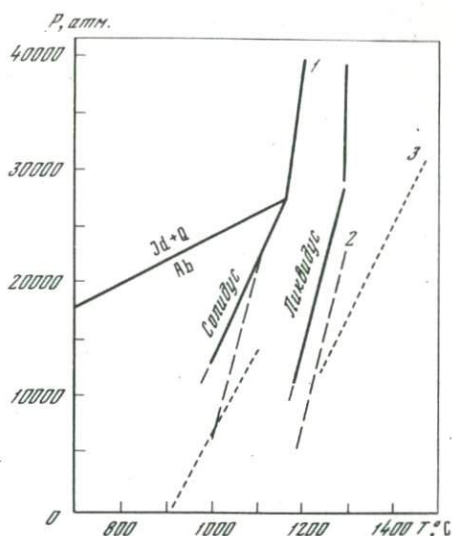


Таблица 32

Результаты опытов

Условия опытов		Фаза
Р, тыс. атм	Т, °С	
14	1355	(Q), L
14	1235	(Q), L
14	1215	Q, L
14	1150	Q, L
14	1056	Q, Pl, Or, Mt, L
26	710	Q, Jd, Gr, Or
28	1450	(Q), L
28	1260	(Q), L
28	1210	Q, Pl, Gr, L
38	1365	(Q), L
38	1265	Q, Gr, Jd, L
38	1205	Q, Gr, Jd, Or

Примечание. В скобках показаны закалочные фазы. Температура солидуса по данным электропроводности при 14 тыс. атм - 1010°С, при 28 тыс. атм - 1170°С, при 38 тыс. атм - 1205°С. Температура ликвидуса соответственно 1200, 1290 и 1290°С.

Таблица 33

Химический анализ гранитов

Окислы	Гранит каибский	Адамелит [135]	Гранит [152]
SiO <sub>2</sub>	70,45	69,6	67,94
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,6	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,41	14,7	16,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	1,7	1,08
FeO	1,70	1,8	2,03
MnO	-	0,1	-
MgO	1,25	1,0	1,46
CaO	2,73	2,5	4,25
Na <sub>2</sub> O	3,81	3,4	2,97
K <sub>2</sub> O	3,35	4,6	3,00
H <sub>2</sub> O	1,01	-	0,79
Сумма	99,95	100,0	99,68

по фазовым соотношениям в ликвидус–солидусной области находятся в полном согласии с определениями Грина и Рингвуда [135], полученными для гранита при давлениях до 27 кбар, но, как следует из рассмотренного выше, фазовые соотношения и характер плавления при давлениях выше 27–28 тыс. атм в результате образования фаз высокого давления имеет существенное отличие от того, что наблюдается при более низких давлениях.

### Альбит и кислые плагиоклазы

Альбит является одним из основных минеральных компонентов большинства изверженных пород. Характеристика механизма его плавления и фазовых превращений в условиях высоких давлений и температур является составной частью характеристики выплавления и кристаллизации магматических расплавов. Однако все еще остаются не выясненными некоторые особенности в плавлении и кристаллизации альбита. Выяснение одной из особенностей сопровождающих плавление и кристаллизацию этого компонента из расплава, имеющей важное значение при исследовании равновесных состояний в более сложных силикатных системах приведено ниже. В настоящее время широко известно, что в атмосферной среде плавление кристаллов альбита происходит при температуре  $1118^{\circ}\text{C}$ . Следует отметить, что альбит, нагретый на  $50^{\circ}$  выше температуры плавления, не сразу теряет свою анизотропию и не течет под тяжестью своего веса, указывая на очень высокую вязкость альбитового расплава и очень низкую скорость превращения. С другой стороны, обратный процесс, т.е. образование кристаллов альбита из расплавленного состояния или стекла не происходит даже при попытках раскристаллизовать стекло альбитового состава с выдержкой в течение нескольких лет при температуре  $1050^{\circ}\text{C}$ , что на  $68^{\circ}$  ниже точки его плавления. Образование альбита не происходит даже при условии введения в него кристаллов альбита в качестве затравочных центров кристаллизации. Как отмечал Вейл [142], "такое стекло должно иметь структуру, значительно отличающуюся от структуры кристалла". Смит [153], а затем Браун [154] наблюдали признаки плавления альбита при  $1050^{\circ}\text{C}$  через образование пленки расплава на его кристаллах. Смитом это явление отнесено за счет плавления примесей в природном альбите. Таким образом, факт плавления альбита при  $1050^{\circ}\text{C}$  остался не признанным.

Вызвать кристаллизацию из стекла альбитового состава удалось при  $1050^{\circ}\text{C}$  только с помощью длительного процесса и достаточно сложных процедур. Шерер [155] так описывал эти процедуры: "... чтобы получить однородное стекло состава альбита, нужно было нагревать расплав при температуре  $1500\text{--}1600^{\circ}\text{C}$  в течение 24 часов. Для получения оптически однородного продукта пришлось провести 7 или 8 таких варок с охлаждением и измельчением стекла... несколько дней расплав находился при  $1400^{\circ}\text{C}$  и ежедневно охлаждался и измельчался. Затем продолжали термическую обработку в

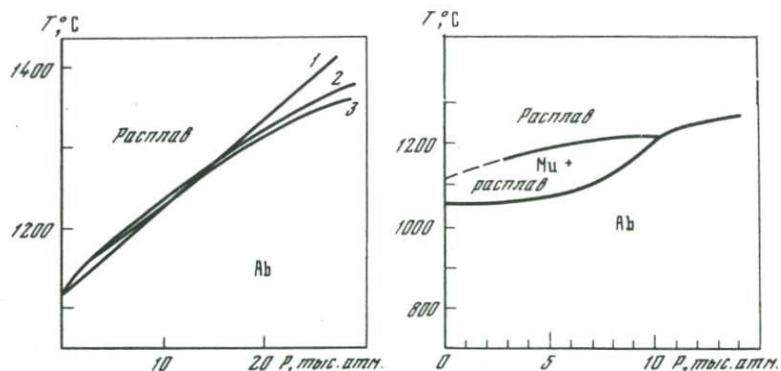


Рис. 44.  $P$ - $T$  условия плавления альбита

1 - [11]; 2 - [156]; 3 - [157]

Рис. 45.  $P$ - $T$  диаграмма плавления и фазовых преобразований в альбите, по данным [158]

течение нескольких дней при  $1300^\circ\text{C}$ , в течение нескольких недель при  $1200^\circ\text{C}$  и, наконец, в течение нескольких месяцев при  $115^\circ\text{C}$ . Только после такой подготовки, способствовавшей переходу высокотемпературной структуры расплава к низкотемпературной при температуре  $1050^\circ\text{C}$  в течение нескольких часов кристаллизовалось около 1% мелких острых кристалликов альбита, которые в процессе выдержки увеличивались в размере.

Плавление и кристаллизация альбита под давлением исследовались Берчем и Комте [11], а также Бойдом и Ингляндом [156]. Интервал давлений, в котором ими проведено определение  $P$ - $T$  условий плавления альбита — от 10 до 33 кбар. В своем экспериментальном исследовании Бойд и Инглянд установили, что только при давлении выше 11 кбар альбитовое стекло легко и полностью кристаллизуется. Ими также обнаружено, что показатель преломления стекол альбита линейно возрастает от 1,488 до 1,519 с повышением давления. Обнаруженные явления указывают на значительную роль давления в протекаемых процессах плавления и кристаллизации альбитовых составов, в процессах формирования структуры расплава альбита. Изучая зависимость электропроводности от давления и температуры у альбита, Н.И. Хитаров и А.Б. Слущкий [157] нашли, что температура плавления альбита с повышением давления близка или соответствует той, которую определили Бойд и Инглянд. Результаты трех исследований по определению условий плавления альбита в  $P$ - $T$  координатах показаны на рис. 44.

Анализ рассмотренных выше работ показал необходимость проведения исследования в области давления до 10 тыс. атм с целью выяснения причин, препятствующих кристаллизации альбита в этой области. Результаты проведенных экспериментов показаны в табл. 34 по

данным работы [158]. В результате проведенного исследования установлено, что при давлениях от 1 до 10 тыс. атм и температурах выше  $1050^{\circ}\text{C}$  альбит плавится инконгруэнтно с образованием в качестве твердой фазы муллита (или твердого раствора муллита с силлиманитом) и расплава преимущественно Na- силикатного состава (рис. 45). Следует отметить, что прямое образование муллита из альбита и альбитового стекла наблюдалось только при давлении от 7 тыс. атм и выше. При давлениях 2-4 тыс. атм альбитовое стекло кристаллизуется с образованием альбита вплоть до температур  $1050^{\circ}\text{C}$ . При температурах выше  $1050^{\circ}\text{C}$  стекло не кристаллизуется. Степень кристаллизации альбитового стекла за равное время выдержки в опыте неодинакова. Характерно, что чем ниже температура кристаллизации, тем выше степень раскристаллизован-

Таблица 34

Результаты опытов

Р, атм	Т, $^{\circ}\text{C}$	Исходный препарат	Кристаллизация
1	800	Gl	Mu + L
1	900	Gl	Mu + L
1	1000	Gl	Mu + L
2 000	925	Gl	Ab
2 000	1000	Gl	Ab
2 000	1050	Gl	Ab
2 000	1100	Gl	Gl
3 000	900	Gl	Ab
4 000	1075	Gl	Mu + L
4 000	1100	Gl	Gl
4 000	1125	Na <sub>2</sub> O, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub>	Mu + L
7 000	1000	Gl	Ab
7 000	1000	Gl	Ab
7 000	1075	Gl	Ab
7 000	1100	Gl	Ab + Mu + L
7 000	1150	Gl	Mu + L
7 000	1150	Ab	Mu + L
7 000	1225	Gl	Gl
8 000	1175	Gl	Mu + L
8 000	1200	Gl	Mu + L
8 000	1210	Gl	Gl
9 000	1150	Gl	Ab
9 000	1175	Gl	Ab + Mu + L
9 000	1210	Gl	Gl
10 000	1210	Gl	Ab + L
14 000	1150	Gl	Ab
14 000	1225	Ab	Ab

ности образца. Так, при 925°C и 2 тыс. атм наблюдается практически полная раскристаллизация, а при 1050°C отмечаются только первые ее признаки, что свидетельствует о приближении к равновесному состоянию альбита с другой фазой. С целью ускорить или вызвать кристаллизацию в области температур выше 1050°C альбитовое стекло помещалось в область полного ликвидуса под давлением 4 тыс. атм, а затем после 2–3-часовой выдержки перемещалось в область более низких температур. В результате расплав кристаллизовался с образованием муллита в интервале температур выше 1050°C до температур полного ликвидуса. Прделанная процедура преследовала цель получения структуры расплава при заданном давлении способной к кристаллизации твердых фаз в изменившихся условиях. При проведении указанной процедуры исходили из предположения, что давление способствует упорядочению структуры расплава. К сказанному следует добавить, что сформированная структура расплава под давлением не разрушается после снятия давления. Так, стекло альбита, полученное при давлении 7 тыс. атм и температуре 1225°C легко кристаллизуется в атмосферной среде при температурах 800–1000°C с образованием муллита. Таким образом, проведенный эксперимент позволил:

1. Косвенным способом установить инконгруэнтное плавление альбита в атмосферной среде и прямым способом в условиях высокого давления.

2. Установить область стабильного существования муллита с Na-силикатным расплавом при давлениях до 10 тыс. атм.

3. Установить прямую роль давления на формирование структуры расплава и кристаллизацию из него стабильных фаз.

4. Подтвердить установленный, но пока еще не признанный факт того, что плавление альбита начинается при 1050°C.

Проведенные исследования самым непосредственным образом затрагивают ставшие классическими физико-химические исследования Н.Л. Боуэна [159]. Это касается прежде всего системы альбит – анортит. Как хорошо известно, эта система изображается им в форме "рыбки" (рис. 46, а). Исходя из представления полной смесиности альбитовой и анортитовой составляющих, плавление в данной системе рассматривается как пропорциональное выплавление альбитовой и анортитовой составляющих плагиоклаза с повышением температуры. Приведенные выше экспериментальные данные показали, что плавление является инконгруэнтным не только для чисто альбитовых составов, но этот эффект не исключается и для последующих номеров кислых плагиоклазов. Проведенные экспериментальные исследования с рядом кислых плагиоклазов ( $Ab_{90}An_{10}$ ,  $Ab_{83}An_{17}$ ,  $Ab_{75}An_{25}$ ) показали, что это действительно так [160]. В табл. 35 и на рис. 47 показаны результаты исследования, которые демонстрируют то, что плагиоклазы состава  $Ab_{90}An_{10}$  плавятся также инконгруэнтно с разложением на муллит и Na, Ca-силикатный расплав, как и  $Ab_{100}$ . Экстраполяция экспериментальных данных к атмосферному давлению показывает, что солидус, начало инконгруэнтного плавления

Таблица 35

Результаты экспериментов с  $Ab_{90}An_{10}$ ,  $Ab_{83}An_{17}$  и  $Ab_{75}An_{25}$ 

Условия		Результат	Условия		Результат
P, тыс.	T, °C		P, тыс. атм	T, °C	
$Ab_{90}An_{10}$					
			7	1150	L
4	1050	Pl	7	1175	L
4	1050	Pl	10	1150	L
4	1100	Gl	10	1125	Pl+L
4	1100	Mu+L			
4	1150	L	$Ab_{75}An_{25}$		
7	1075	Pl	4	1050	Pl
7	1100	Mu+L	4	1100	Pl
7	1100	Mu+L	4	1125	Pl+L
7	1125	L	4	1150	Pl+L
7	1125	L	4	1200	Pl+L
7	1150	L	4	1225	L
8	1100	Pl	7	1100	Pl
8	1150	L	7	1150	Pl+L
14	1125	Pl	7	1125	Pl
14	1150	Pl+L	7	1200	Pl+L
14	1175	Pl+L	7	1250	L
14	1200	L	10	1250	Pl+L
$Ab_{83}As_{17}$			10	1300	L
			14	1325	Pl+L
4	1075	Pl	$Ab_{100}$		
4	1100	Pl+L	7	1150	Ab+L(4 часа)
4	1150	L	7	1150	Mu+L(9 часов)
7	1075	Pl	7	1150	Mu+L(11 часов)
7	1100	Pl+L			
7	1125	Pl+L			

ния  $Ab_{90}An_{10}$ , совпадает с границей солидуса  $Ab_{100}$ , а граница ликвидуса при P=1 атм расположена при температуре на 25–30°C ниже, чем у чистого альбита, т.е. при температуре 1090–1095°C (рис. 48). Область инконгруэнтного плавления с образованием муллита выклинивается у  $Ab_{90}An_{10}$  при 8 тыс. атм, в то время как у  $Ab_{100}$  при 10 тыс. атм. При 8 тыс. атм и около 1115°C плагиоклаз  $Ab_{90}An_{10}$  плавится конгруэнтно, а при более высоких давлениях начинает плавиться по типу твердых растворов, который установлен ранее у плагиоклазов. Вместе с тем следует отметить, что прямое образование муллита происходило только при давлении 7 тыс. атм, как при подходе со стороны полного плавления, так и при под-

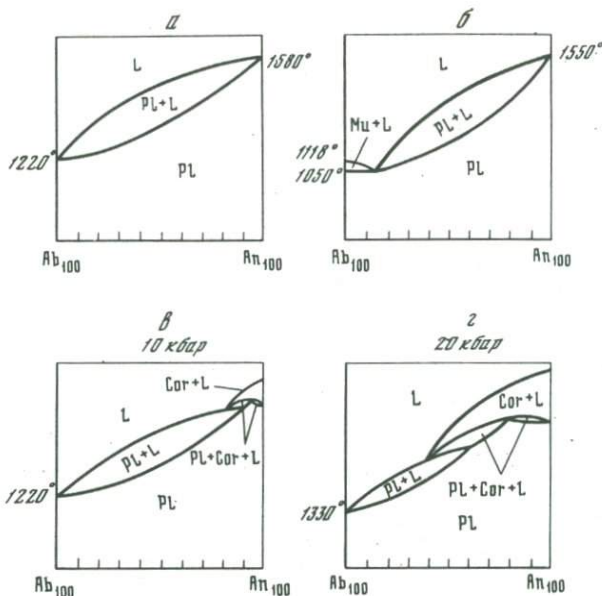


Рис. 46. Диаграмма альбит - анортит:

*a* - при  $P = 1$  атм, по данным [159]; *б* - предположительная диаграмма согласно результатам, приведенным выше; *в*; *з* - при давлении 10 и 20 кбар, по данным [161]

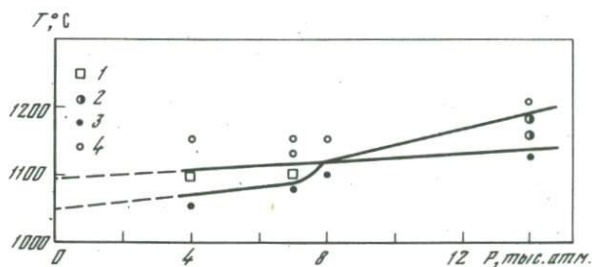


Рис. 47.  $P$ - $T$  диаграмма состояния плагиоклаза состава  $Ab_{90}An_{10}$   
 1 - муллит + расплав; 2 - плагиоклаз + расплав; 3 - плагиоклаз  $Ab_{90}An_{10}$ ; 4 - расплав

ходе снизу, от твердого состояния. При 4 тыс. атм и  $1100^{\circ}\text{C}$  образование муллита происходило только после выдержки образца в течение 1 часа при давлении 7 тыс. атм и температуре выше  $1200^{\circ}\text{C}$ , т.е. после выдержки в условиях полного ликвидуса. Прямое образование муллита при 4 тыс. атм и  $1100^{\circ}\text{C}$  не наблюдалось при проведении опытов в этой области условий. Вероятно, что отсутствие прямого образования муллита из смеси  $Ab_{90}An_{10}$  обусловлено кинетическими факторами в непродолжительных по времени опытах.

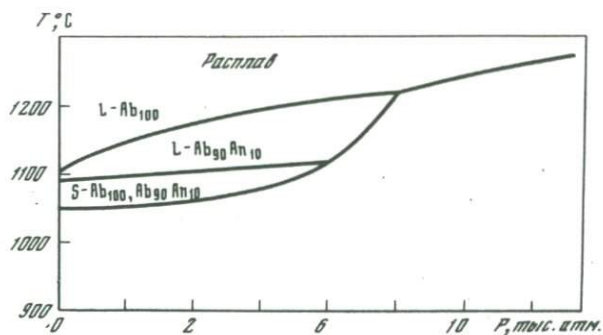


Рис. 48. Сводная  $P$ - $T$  диаграмма ликвидуса и солидусов альбита и  $Ab_{90}An_{10}$

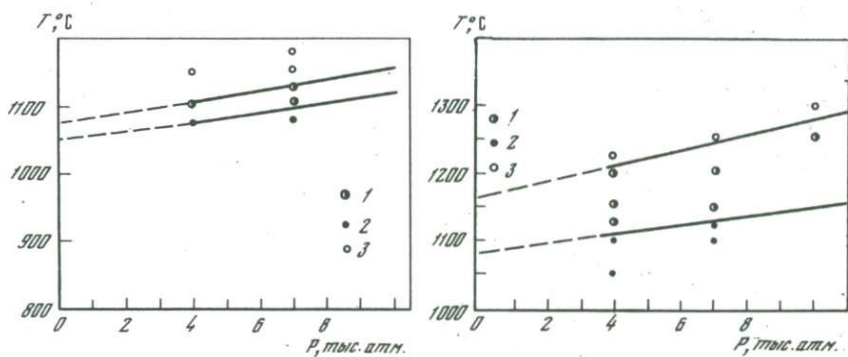


Рис. 49.  $P$ - $T$  диаграмма фазовых равновесий плагиоклаза состава  $Ab_{83}An_{17}$

1 - плагиоклаз + расплав; 2 - плагиоклаз; 3 - расплав

Рис. 50.  $P$ - $T$  диаграмма фазовых равновесий плагиоклаза состава  $Ab_{75}An_{25}$

1 - плагиоклаз + расплав; 2 - плагиоклаз; 3 - расплав

В этой связи следует обратить внимание на то, что даже из природного альбита, приближающегося по составу к  $Ab_{100}$  за разное время выдержки в одинаковых условиях проводимых опытов не сразу происходит инконгруэнтное разложение альбита на муллит и Na-силикатный расплав. Как видно из данных табл. 35, альбит за время четырех часового опыта при  $P = 7$  тыс. атм. и  $1150^{\circ}\text{C}$  лишь частично плавится, образуя метастабильное состояние - альбит + расплав, т.е., как и в опытах при атмосферном давлении, не наблюдается быстрого и полного плавления альбита при достижении условий его

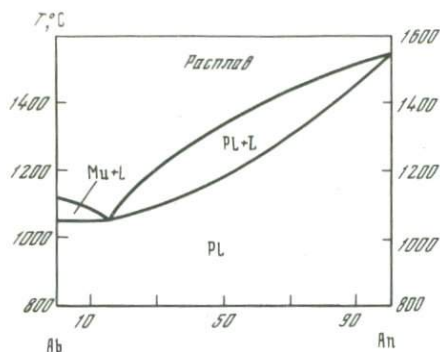


Рис. 51. Диаграмма фазовых равновесий в системе альбит - анортит при  $P = 1$  атм по данным экстраполяции экспериментальных данных, полученных при высоких давлениях

плавления. Только в опытах длительностью 9 и 11 часов при давлении 7 тыс. атм и температуре  $1150^{\circ}\text{C}$  наблюдается полное исчезновение альбита и появление тонкоигольчатых кристаллов муллита.

Плавление состава  $Ab_{83}An_{17}$  при давлении 4 и 7 тыс. атм показало, что инконгруэнтное плавление с образованием твердой фазы муллита у этого состава отсутствует. Экстраполяция границы солидуса в область атмосферного давления показывает, что начало плавления должно происходить при температуре около  $1050^{\circ}\text{C}$ , а температура ликвидуса примерно  $1075^{\circ}\text{C}$ . С повышением давления температура ликвидуса увеличивается быстрее, чем температура солидуса. Интервал плавления при  $P = 1$  атм составляет примерно  $25^{\circ}\text{C}$ , а при давлении 10 тыс. атм он увеличивается до  $40^{\circ}\text{C}$  (рис. 49).

Плавление состава  $Ab_{75}An_{25}$  аналогично плавлению состава  $Ab_{83}An_{17}$ , т.е. из этого состава не происходит образования муллита в области ликвидус-солидусного состояния, а наблюдается плавление плагиоклазов по типу твердых растворов. Экстраполяция границ ликвидуса и солидуса к атмосферному давлению указывает на то, что начало плавления плагиоклаза данного состава должно происходить при  $1080^{\circ}\text{C}$ , а полное плавление наступает при  $1160-1165^{\circ}\text{C}$ . Интервал плавления при давлении 1 атм равен  $80-85^{\circ}\text{C}$ . С повышением давления он увеличивается и при давлении 10 тыс. атм достигает  $125^{\circ}\text{C}$  (рис. 50). Таким образом, только составы  $Ab_{100}$  и  $Ab_{90}An_{10}$  показали инконгруэнтное плавление с разложением на муллит и Na, Ca-силикатный расплав. Судя по данным экстраполяции через температуры ликвидусов и солидусов при  $P = 1$  атм для этих составов, инконгруэнтное плавление с разложением на муллит и Na, Ca-силикатный расплав в системе альбит - анортит должно происходить вплоть до состава  $Ab_{85}An_{15}$ . Более основные составы плавятся по типу твердых растворов, как это установлено еще Боуэном.

На рис. 51 показана примерная фазовая диаграмма системы альбит - анортит, которая следует из данных экстраполяции экспериментальных результатов, полученных при высоких давлениях. Из диаграммы следует, что плавление плагиоклазов разделено на два поля с температурным минимумом около  $1050^{\circ}\text{C}$ .

Как это следует из рис. 46, с повышением давления поле равновесия муллита с Na, Ca-силикатным расплавом выклинивается при давлениях около 10 тыс. атм. Казалось бы, правомерность существования "рыбки", установленной Боуэном, должна наблюдаться в условиях выше 10 тыс. атм. Однако исследования плавления анортита и плагиоклазов среднего и основного составов под давлением показали, что при давлениях, начиная с 10 кбар, он плавится инконгруэнтно с образованием твердой фазы корунда и Na, Ca-силикатного расплава. На рис. 46, в и 46, г показаны диаграммы плавления в системе альбит - анортит, из которых следует, что при давлениях 10 и 20 кбар плагиоклазы плавятся инконгруэнтно с образованием полей сосуществования плагиоклаз, корунд, расплав и расплав, корунд, по данным экспериментального исследования Д.Х. Линдслея [161]. Осталось неясным, какого состава плагиоклазы сосуществуют с корундом и расплавом. Так или иначе, в интервале давлений устойчивого состояния альбита и анортита отсутствует область давлений, указывавшая бы на вероятную возможность образования всех без исключения номеров плагиоклазов непосредственно из расплава.

## СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Приведенные экспериментальные данные в сочетании с результатами, полученными в других исследованиях, позволяют наметить общую схему выплавления и дифференциации магматических расплавов на глубинах до 100 км. При построении схемы заложена вполне оправданная предпосылка о том, что расплавы, выплавляющиеся из пород мантии, по мере их эволюции будут становиться все более легкоплавкими. Наиболее тугоплавкие магмы пикритовые, они представляют собой переходные разности от ультраосновных к основным. Естественно, что образование этих магм можно связывать с выплавлением из еще более ультраосновных пород, типа гранатового перидотита. Согласно экспериментальным данным Ито и Кеннеди [33], пикриты могут выплавляться из гранатовых перидотитов мантии при давлении более 20 кбар. Аналогичный вывод следует из экспериментальных исследований Куширо и др. [39] по плавлению шпинелевого лердолита (аналога гранатового перидотита) в присутствии воды. На рис. 52 представлена схема эволюции магматических расплавов исходя из гранат-перидотитового состава мантии.

Выплавляющиеся из гранатового перидотита расплавы на глубинах 80-90 км должны иметь пикритовый состав. Твердый остаток после выплавления - перидотит. Следует сразу же оговориться, что указанные глубины носят чисто условное значение, так как в орогенических активных зонах, где проявляются сжатия и, вероятно, возникают сверхдавления, глубины зарождения первых магматических расплавов не будут соответствовать тем глубинам, которые определяются давлением литостатической нагрузки. Поэтому, если образо-



Высокоглиноземистый базальт, так же как и пикритовый, при благоприятных условиях может подниматься к поверхности не дифференцируясь. Однако не всегда такая возможность существует и подъем недифференцированного расплава может быть остановлен на любой из глубин. На глубинах более 60–65 км или при давлении более 20 тыс. атм при охлаждении высокоглиноземистого толеита, согласно приведенной схеме эволюции этого типа базальта на рис. 32, после отделения перцолитовой или пироксенитовой ассоциации минералов возможно образование габбро–анортозитовых магм. При значительном охлаждении расплава на этих глубинах должен отделяться эклогит, а состав магм должен приближаться к средним и даже кислым составам. На глубинах менее 60–65 км или при давлениях ниже 20 тыс. атм возможно разделение высокоглиноземистого состава на оливиновый толеит и твердый остаток в виде анортозита. Сужение ликвидус–солидусной области высокоглиноземистого толеита с понижением давления снижает возможность пространственного удаления оливин–толеитовых магм от твердого анортозитового остатка и на глубинах примерно до 30 км или при давлениях до 10 тыс. атм должна образовываться тесная ассоциация габброидных пород и анортозитов со всеми переходными разностями. При давлениях выше 10 тыс. атм или на глубинах более 30 до 60–65 км вероятность пространственного удаления жидкого оливинового толеита от твердого анортозита должна возрастать и в определенных условиях оливин–толеитовая магма должна устремиться к поверхности без видимой связи с анортозитовыми и габбро–анортозитовыми телами. При движении к поверхности оливин–толеитовая магма может быть затронута процессами окисления, что автоматически превращает ее в толеитовые и кварц–толеитовые разности. Механизм такого превращения неоднократно обсуждался в литературе и имеет достаточно оснований для существования. Оливиновые толеиты, накапливаясь в промежуточных резервуарах на глубинах менее 60–65 км, пройдут последующий этап кристаллизационной дифференциации. Как показали экспериментальные исследования, процессы кристаллизационной дифференциации на этих глубинах могут привести к образованию только магм габбро–сиенитового состава с отделением твердого осадка в виде пироксенитовой или верлитовой ассоциации минералов. К габбро–сиенитовым составам можно, по-видимому, относиться как к дериватам оливин–толеитовых магм, в значительной степени обогащенным полевошпатовой составляющей.

Экспериментальные исследования в области полного ликвидуса оливинового толеита при давлении до 14 тыс. атм или до глубин в 40–45 км продемонстрировали возможность разделения расплавов этого состава на две жидкости с образованием магм от щелочного до составов, содержащих нормативный кварц. На рис. 53 показаны границы ликвидуса и области ликвации оливинового толеита согласно рассмотренным выше экспериментальным данным, граница ликвидуса щелочного оливинового базальта, по данным Грина, Рингвуда [28], и границы ликвидуса и солидуса оливинового нефелинита,

$P$ , тыс. атм.



Рис. 53.  $P$ - $T$  диаграмма образования и эволюции щелочных оливиновых базальтов до оливиновых нефелинитов и нефелинитов  
1 — ликвидус оливинового толеита, по данным [22]; 1' — граница области ликвации—гомогенное состояние по данным [146]; 2 — ликвидус оливинового нефелинита, по данным [149]; 3 — ликвидус щелочного оливинового базальта по данным [28]. В области ликвации: а — условия образования щелочных оливиновых базальтов; б — условия образования оливиновых нефелинитов; в — условия образования нефелинитов

по данным настоящего исследования. Согласно экспериментальным данным щелочные оливиновые базальты способны образовываться во всей области ликвации оливинового толеита. Однако в этой области можно выделить зоны, в которых щелочные оливиновые базальты способны претерпевать изменения после их полного отделения от кислых расплавов. Эти зоны определяются границами ликвидуса щелочного оливинового базальта и оливинового нефелинита. На рис. 53 эти зоны обозначены различной штриховкой. Щелочные оливиновые базальты, образовавшиеся и отделившиеся из гетерогенного расплава в области ликвации оливинового толеита, находясь в условиях, характеризующих полный ликвидус оливинового базальта, не способны претерпевать изменения. Минимальные давления для этой области показанные на рис. 53, соответствуют 8 тыс. атм, т. е. минимальным глубинам 25–27 км при температурах выше 1275–1300°C. С этой области глубин щелочные оливиновые базальты способны достигать поверхности Земли без изменения состава при условии, что скорость подъема и температура их разогрева не будут изменяться в значительной степени. При снижении температуры составы щелочных оливиновых базальтов достигают условий, характеризующих их границу ликвидуса, после достижения которой будет происходить выделение первых кристаллических фаз. Эта зона характеризуется и минимальными давлениями 4 тыс. атм или глубинами минимум 12–14 км, но более низкими температурами: от 1200 до 1275°C. Согласно экспериментальным данным Грина и Рингвуда [28], на границе ликвидуса из щелочного оливинового базальта выделяются оливин и моноклинный пироксен, отделение которых увеличивает общую щелочность расплава, т. е. ведет к накоплению нефелин-полевоспатовой составляющей в расплаве вплоть до образования оливиновых нефелинитов. Снижение давления или глубины накопления расплавов оливиновых нефелинитов приводит к достижению границы ликвидуса

оливинового нефелинита и образованию зоны дифференциации с максимальным давлением до 10 тыс. атм и минимальным, отвечающим давлению земной атмосферы при температурах от 1100 до 1200<sup>o</sup>C. В этой области в результате отделения оливин-пироксенового осадка согласно рассмотренным выше результатам экспериментального исследования должно наблюдаться дальнейшее накопление нефелин-, нефелин-полевошпатовых составляющих вплоть до образования расплавов ультращелочного состава.

Таким образом, схема эволюции расплавов, показанная на рис. 53, демонстрирует две генетические линии образования магм. С одной стороны, это преобразование пикритовых расплавов в высокоглиноземистые толеиты и высокоглиноземистых в оливиновые с последующим преобразованием оливиновых толеитов в щелочные оливиновые базальты, оливиновые нефелиниты и нефелиниты. С другой стороны, установлено преобразование высокоглиноземистого толеита в магмы среднего и кислого состава. Вместе с тем следует отметить, что петрохимические расчеты по результатам экспериментального исследования трех разновидностей толеитовых базальтов показали, что не все они потенциально могут быть источником одинакового кислого и среднего состава магм. Дальнейший анализ экспериментальных данных должен более конкретно ответить на вопрос о том, какая из этих разновидностей толеитов с большей долей вероятности является источником каких кислых, и каких среднего состава магм. Как это следует из рассмотренных экспериментальных данных, развитие первой генетической линии связано с продвижением магматического расплава к поверхности Земли или с падением давления в магматическом очаге, в то время как развитие второй — происходит в результате снижения температуры. Таким образом, имеются две схемы образования и эволюции "сухих" базальтовых магм и отдельные исследования по образованию магм и пород иного типа. Одна из этих схем базируется на плавлении пиролитового состава мантии [28] (см. рис. 28), а вторая — на плавлении гранатового перидотита (см. рис. 52). Предстоит отдать предпочтение той или иной схеме. Однако прежде чем это сделать, необходимо обсудить ряд физико-химических вопросов, характеризующих результаты экспериментальных исследований.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАВЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

При рассмотрении физико-химических характеристик плавления базальтов может быть дана только самая общая их оценка. Она сводится к установлению координат солидуса и ликвидуса в  $P$ - $T$  условиях, как характеристики сродства между базальтами различного состава и к установлению роли фазовых превращений в расплавах базальтов и в субсолидусной области на характер эволюции расплавов.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИЦ ЛИКВИДУСА И СОЛИДУСА

Общая термодинамическая предпосылка, определяющая наклон границ ликвидуса и солидуса или фигуру строения ликвидус-солидусных областей в условиях изменяющихся давлений, заложена в уравнении Клаузиуса-Клайперона  $dP/dT = \Delta S/\Delta V$ , согласно которому угол наклона границ ликвидуса и солидуса  $dP/dT$  будет находиться в прямой зависимости от отношения приращения энтропии к приращению объема  $\Delta S/\Delta V$ . Ясно, что для одного и того же состава при одном и том же давлении отношение  $\Delta S/\Delta V$  при различных температурах, характеризующих точки на ликвидусе и на солидусе, будет различным, т.е. будут различными и углы наклона ликвидуса и солидуса. Если угол наклона границы солидуса будет больше угла наклона границы ликвидуса, то мы вправе ожидать сужения ликвидус-солидусной области с повышением давления и наоборот при обратном соотношении углов наклона будет наблюдаться ее расширение.

Высказанные соображения о сужении или расширении ликвидус-солидусной области наглядно иллюстрируются с помощью диаграммы, изображенной на рис. 54. На рис. 54 условно показаны равновесные состояния составов, изменяющихся от  $A$  до  $B$ . Один из промежуточных составов  $C$ , является эвтектическим. Состав  $D$ , расположенный справа от состава  $C$ , условно отвечает одной из разновидностей базальтов. С повышением давления будут не только увеличиваться температуры ликвидуса и солидуса данных составов, но также будет изменяться состав эвтектики. Допуская, что состав эвтектики смещается вправо, нетрудно видеть, что при каком-то давлении состав  $D$  будет плавиться как эвтектический, а область ликвидус-солидус до достижения эвтектического состояния будет сужаться с повышением давления. После достижения эвтектическо-

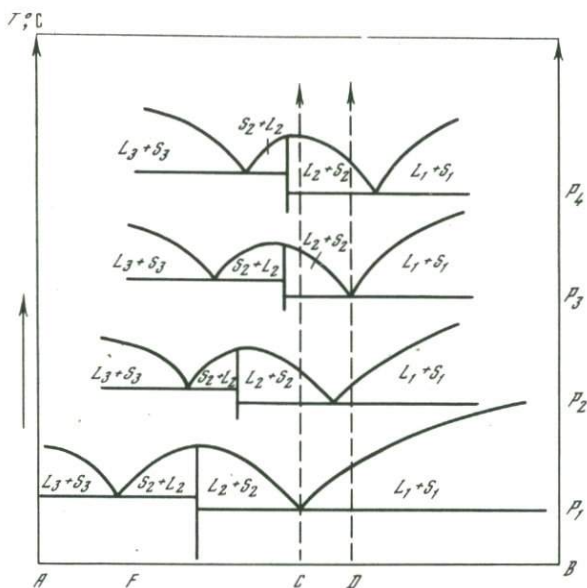


Рис. 54. Диаграмма состав-температура с переменным давлением, где  $P_4 > P_3 > P_2 > P_1$ , демонстрирует изменение температурного интервала ликвидус-солидусной области с повышением давления

го состояния ликвидус-солидусная область вновь начнет расширяться. Диаграмма рис. 54 представляет упрощенный вариант равновесных состояний и не учитывает изменений в строении ликвидус-солидусной области в связи с фазовыми изменениями в данной системе в результате образования новых фаз и, в частности, фаз высокого давления при повышении давления. Естественно, что расширение ликвидус-солидусной области с повышением давления не безгранично. Пройдя через максимум расширения ликвидус-солидусная область должна вновь сужаться, так как образование новых фаз с повышением давления естественно будет влиять на величину отношения  $\Delta S/\Delta V$  ликвидуса и солидуса. Общее выражение высказанного можно показать также с помощью диаграммы температура - давление при постоянном составе. На рис. 55 показана такая диаграмма, которая предложена О'Хара [134]. Так же, как и на диаграмме состав - температура, вещество постоянного состава с погружением или увеличением давления должно пройти через ряд эвтектических состояний и плавиться как эвтектика при определенных  $P$  и  $T$ . Однако в предложенных выше принципиальных схемах плавления вещества с повышением давления не учитываются вероятные вариации в составе пород с нарастанием глубины, которые приведут к существенным изменениям и усложнениям данной схемы. Тем не менее теоретическая возможность достижения эвтектических состояний и способность расширяться и сужаться областей ликвидус-солидусных

состояний при изменении давления демонстрируют общие черты плавления вещества в условиях погружения, которые могут проявиться на больших и малых глубинах. Установленные теоретические особенности плавления вещества базальтового состава должны найти подтверждение в результатах экспериментальных исследований по определению положения границ ликвидуса и солидуса.

Установленные границы ликвидуса и солидуса для пикрита и обогащенного оливином толеита в экспериментальном исследовании Грина и Рингвуда [28] и Грина [120] демонстрируют сужение ликвидус-солидусной области с повышением давления (см. рис. 27, а, б). Углы наклона границ ликвидуса и солидуса таковы, что при давлении в 50–60 кбар должно произойти их пересечение или сближение настолько, что при указанных давлениях составы пикрита и обогащенного оливином толеита должны плавиться как эвтектические. При давлениях выше 50–60 кбар область ликвидус-солидусного состояния вновь должна начать расширяться. При этом должен измениться порядок кристаллизации фаз на ликвидусе. Характерной особенностью плавления пикрита и оливином обогащенного толеита является практически полное совпадение у них границ солидуса, что говорит о том, что эти базальты образовались из пород составов одного эвтектического ряда, а обогащенные оливином толеиты не что иное как дериваты пикритовых магм, возникающие при неполной дифференциации пикритов. У гранатового перидотита, взятого из нодуля в кимберлите, граница солидуса, определенная Ито, Кеннеди [33], имеет практическое совпадение с солидусом пикрита и дериватом пикритового базальта, что может быть свидетельством того, что эти базальты являются производными от гранатовых перидотитов (рис. 56). К сказанному следует добавить, что Ито и Кеннеди единственными выплавками из гранатового перидотита считают возможными только пикритовые магмы. В указанных экспериментальных исследованиях вызывает возражение необоснованная экстраполяция границ солидуса от высоких давлений в область атмосферного давления. В результате оказывается, что гранатовые

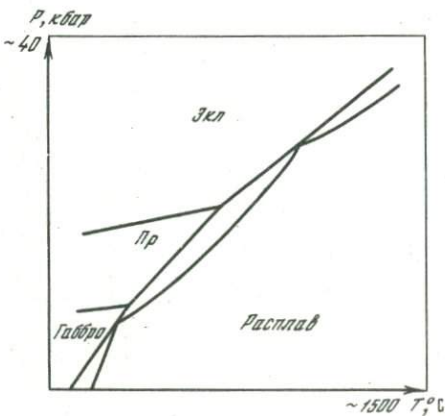


Рис. 55. Гипотетическая диаграмма фазовых превращений в области субсолидуса и в ликвидус-солидусной области для габбро по данным [134]. Диаграмма демонстрирует возможность изменения температурных интервалов ликвидус-солидусных областей с повышением давления

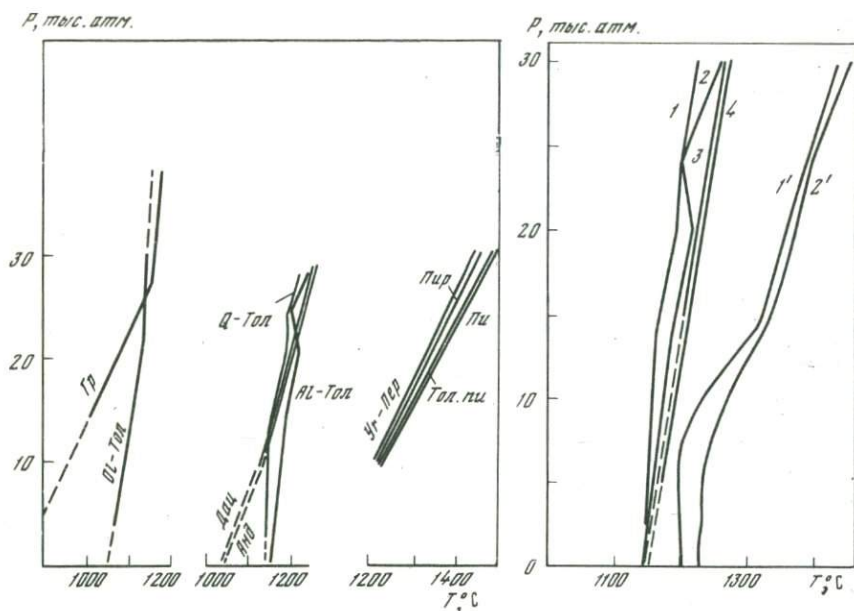


Рис. 56.  $P$ - $T$  диаграмма солидусов для различного состава пород Пикрит, толеитовый пикрит - [28]; гранатовый перидотит - [33]; пиролит - [17]; дацит, андезит - [135]; кварцевый, высокоглиноземистый и оливиновый толеиты - [20-22]

Рис. 57.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса:

1-1' - кварцевый толеит по данным [21], 2-2' - высокоглиноземистый толеит по данным [20]; солидус: 3 - кварцевый толеит по данным [25], 4 - разбавленный кремнеземом оливиновый толеит по данным [8]

перидотиты и пикриты начинают плавиться в области температур около  $1100^{\circ}\text{C}$ , что соответствует температурам начала плавления менее основных базальтовых расплавов.

Плавление толеитовых составов вызывает прямо противоположную тенденцию в поведении границ ликвидуса и солидуса. При низких давлениях температурный интервал между границами ликвидуса и солидуса достигает как максимум нескольких десятков градусов, а с повышением давления увеличивается до  $200^{\circ}$  и более. Первые определения температурного интервала ликвидус-солидусной области для кварцевого толеита были выполнены Н.И. Хитаровым, А.Б. Слущким [157], которые показали, что при давлении 28 тыс. атм он составляет  $200^{\circ}$ , а при давлении 2,5 тыс. атм только  $50^{\circ}$ . Впоследствии Грин и Рингвуд [6] определили положение границы солидуса для кварцевого толеита в интервале давлений от 19 до 30 кбар. Согласно приведенным и рассмотренным выше экспериментальным

данным построена полная фигура ликвидус–солидусной области для кварцевого толеита. Результаты обоих исследований достаточно однозначно указывают на то, что температура солидуса кварцевого толеита при  $P = 1$  атм равна  $1140\text{--}1150^\circ\text{C}$ , а ликвидуса –  $1200^\circ\text{C}$ .

С повышением давления наблюдается некоторое расхождение в определении температур солидуса, достигающее при 30 кбар  $40^\circ$  (рис. 57). Важным, однако, остается факт, указывающий на расширение ликвидус–солидусной области с повышением давления.

У оливинового толеита температурный интервал, определяющий положение границ ликвидуса и солидуса также расширяется с повышением давления. По данным Н.И. Хитарова и др. [22, 162], равный  $80^\circ$  при 5 тыс. атм он увеличивается до  $225^\circ$  при 28 тыс. атм (рис. 35). Температуры ликвидуса и солидуса оливинового толеита при  $P = 1$  атм ниже, чем у кварцевого толеита на  $100^\circ$ , а при давлении 28 тыс. атм соответственно на  $45$  и  $70^\circ$ . Температура ликвидуса, определенная Л.Х. Коеном и др. [139] для практически аналогичного оливинового толеита, при давлениях от 0 до 30 кбар оказалась выше на  $90^\circ$ , чем в исследованиях [22, 162]. Граница солидуса для этого типа базальта была определена Коеном и другими без достаточной уверенности и позже была сделана попытка его переопределения путем разбавления базальта свободным кремнеземом [8]. Однако эту попытку можно считать неудачной, так как такая процедура автоматически превращала оливиновый толеит в кварцевый [25]. Доказательством этому служит практически полное совпадение определенного ими солидуса с солидусом кварцевого толеита, определенного работами Н.И. Хитарова и др. [22, 162, 157] и Грина и Рингвуда [6] (рис. 57). Как у кварцевого, так и у оливинового толеита обнаружена только тенденция к расширению ликвидус–солидусной области с повышением давления. Сужение этой области, по-видимому, будет проявляться только в условиях последующих фазовых преобразований в субсолидусной области, например, при давлениях, необходимых для преобразования кварца эклогитовой ассоциации минералов в коэсит и других фазовых преобразований в этих составах.

Строение фигуры ликвидус–солидусной области высокоглиноземистого базальта изучалось дважды. В обоих случаях отмечено расширение этой области с повышением давления. Из экспериментальных данных Грина [137] следует, что температурный интервал между границами ликвидуса и солидуса при атмосферном давлении не превышает  $60^\circ$ , а при давлении 30 кбар достигает  $100^\circ$ . Температура ликвидуса при  $P = 1$  атм около  $1200^\circ$ , а солидуса –  $1140^\circ\text{C}$  (рис. 29). Согласно экспериментальным данным Н.И. Хитарова и др. [20], фигура ликвидус–солидусной области имеет некоторое отличие от той, которая дана Грином для высокоглиноземистого и других типов базальтов. Это отличие выражается в том, что вместе с общей тенденцией температурного расширения ликвидус–солидусной области отмечается образование отрицательного наклона границы солидуса, т.е. снижение температуры начала плавления с по-

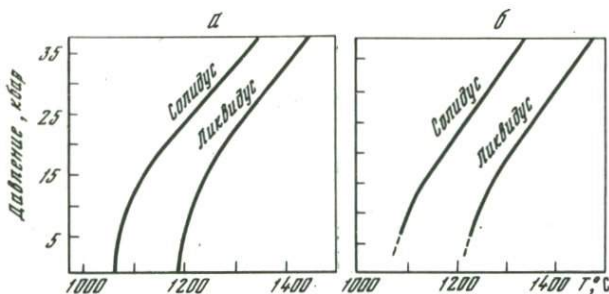


Рис. 58.  $P$ - $T$  границы ликвидуса и солидуса, по данным [135]  
 а - андезит; б - дацит

вышением давления в условиях выше 20 тыс. атм (рис. 31). Как хорошо видно на рис. 31, в ликвидус-солидусной области четко выделяется два различных по строению участка. При  $P = 1$  атм температура солидуса примерно равна  $1160^{\circ}\text{C}$ , а ликвидуса  $1220^{\circ}\text{C}$ . Эти температуры достаточно близко отвечают тем, которые установлены для высокоглиноземистого базальта в исследовании Т.Х. Грина. Однако в отличие от данных, приведенных Грином, температурная область равновесных состояний жидкой и твердой фазы расширяется с повышением давления значительно больше: от  $75^{\circ}$  при давлении 3,0-3,5 тыс. атм до  $170^{\circ}$  при давлении 20 тыс. атм. Из рис. 57 видно, что границы солидуса и ликвидуса высокоглиноземистого базальта достаточно близко расположены относительно границ ликвидуса и солидуса кварцевых толеитов. Можно говорить об их относительном совпадении, так как при атмосферном давлении температуры солидусов и ликвидусов практически одинаковы:  $1140$ - $1160^{\circ}$  для солидусов и  $1200$ - $1220^{\circ}\text{C}$  для ликвидусов. Из рис. 57 также следует, что границы ликвидуса имеют относительную повторяемость. Наличие отрицательного трога на границе солидуса высокоглиноземистого базальта и его едва заметное присутствие у кварцевых толеитов, по-видимому, свидетельствует о его выклинивании при уменьшении глиноземистости составов при переходе от высокоглиноземистых базальтов к кварцевым толеитам, которые все еще обогащены алюминием относительно оливиновых толеитов.

Согласно экспериментальным исследованиям Грина и Рингвуда [135], породы известково-щелочного ряда не проявляют заметной тенденции к расширению или сужению ликвидус-солидусной области с изменением давления (рис. 58). Составы, отвечающие андезитобазальту, андезиту и дациту при  $P = 1$  атм, имеют температуру солидуса около  $1070^{\circ}\text{C}$ , а ликвидуса около  $1200^{\circ}\text{C}$ . Особенно близки между собой температуры ликвидуса и солидуса для андезита и дацита, как при низких, так и высоких давлениях, что указывает на прямую генетическую связь между этими составами пород. Утверждая генетическую связь между различными составами распла-

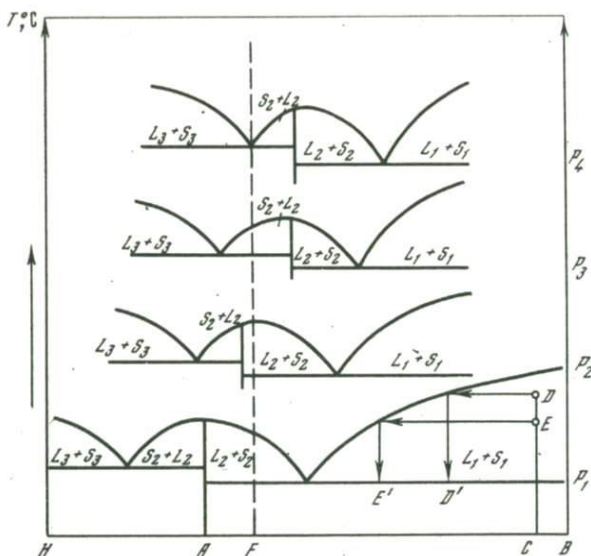


Рис. 59. Диаграмма состояния системы с условными составами, изменяющимися от  $H$  до  $B$ .

Диаграмма демонстрирует температуру кристаллизации расплавов состава  $D$  и  $E$ , образующихся при плавлении из состава  $C$ . Показано, что состав  $F$  при смещении эвтектики с повышением давления в условиях плавления преобразуется из состояния  $L_2 + S_2$  в состояние  $S_2 + L_2$  с изменением температуры солидуса этого состава.  $P$  – давление, где  $P_4 > P_3 > P_2 > P_1$

вов, прежде всего мы должны наблюдать совпадение у них  $P$ – $T$  координат солидуса. Совпадение солидусов во всем интервале  $P$ – $T$  условий может говорить о том, что выплавление этих расплавов происходило из одних и тех же или достаточно близких по составу пород, отражая тем самым различную степень выплавления или дифференциации. На диаграмме рис. 59 показана взаимосвязь между расплавами различного состава, имеющих генетическое родство; допускается, что какая-то группа пород изменяется от состава  $A$  до состава  $B$ . Состав  $C$  является исходным и при различной степени плавления будет образовывать расплавы состава  $D$  и  $E$ . Хотя составы расплавов  $D$  и  $E$  будут отличаться от исходного состава  $C$ , при своей кристаллизации эти расплавы должны иметь температуру солидуса ту же, что и состав  $C$ , если при выплавлении образуются расплавы, не выходящие за пределы составов от  $A$  до  $B$ . Совпадение границ солидуса для группы пород во всем интервале давлений свидетельствует о том, что они могли образоваться путем непрерывной эволюции расплава или выплавления при определенных условиях. Смещение границы солидуса в область более низких или высоких температур должно свидетельствовать об ином составе пла-

вящегося материала, не входящего в систему  $A-B$ . На том же рис. 59 показано, что состав  $F$  в результате смещения состава эвтектики с повышением давления может изменить температуру своего солидуса при переходе от состояния  $L_2+S_2$  к состоянию  $S_2+L_2$ , а так как угол наклона границы солидуса составов, отвечающих состоянию  $S_2+L_2$  должен отличаться от угла наклона границы солидуса составов, отвечающих состоянию  $L_2+S_2$ , то, следовательно, переход из состояния  $L_2+S_2$  к состоянию  $S_2+L_2$  для состава  $F$  должен сопровождаться изменением угла наклона границы солидуса относительно угла наклона солидуса у составов, не достигших перехода из первого состояния во второе.

Естественно, что при анализе границ солидусов установленных экспериментальным путем, необходимо учитывать то, что точность фиксации первых порций образующихся расплавов достаточно сложна. Примером этому служит исследование границы солидуса у оливинового толеита в работе К. Ито и Г. Дж. Кеннеди [8], где авторы для того, чтобы увеличить количество расплава на границе солидуса с целью его более точного установления прибегли к разбавлению системы кремнеземом. При анализе необходимо также учитывать то обстоятельство, что точность измерения температуры современными методами имеет свою погрешность, т.е. вероятность того, что границы солидуса не будут ложиться на одну линию более вероятно, чем их полное совпадение. Указанные обстоятельства говорят о том, что при анализе границ солидусов можно ожидать только сближения границ солидусов у генетически связанных составов, а не их полного совпадения. В результате анализа должно наблюдаться группирование границ солидусов с их полной или относительной повторяемостью друг друга. Анализ экспериментальных исследований границ солидусов и их сопоставление показывает, что сближение границ характерно для трех групп пород. Первая объединяет ультраосновные и переходные к ним составы, соответствующие гранатовым перидотитам, пикриту и толеитовому пикриту (дериват пикритового типа). Вторая объединяет высокоглиноземистый и кварцевый толеиты, андезит и дацит, а третья — океанические оливиновые толеиты и гранит (рис. 56). Во второй группе составов совпадение или сближение границ солидусов наблюдается только при давлении выше 15 тыс. атм, а в третьей — только выше 25 тыс. атм. Оценка генетической связи между отдельными типами расплавов по данным определения координат границ солидуса может быть дана в самых общих чертах. Первое, что следует из данных, изображенных на рис. 56, это то, что пикритового состава базальты имеют  $P-T$  солидус, расположенный при более высоких температурах, чем для остальных базальтов. Среднее положение занимают границы солидуса для высокоглиноземистого и кварцевого толеита. Самый низкий температурный солидус у оливинового толеита. Солидус андезита и дацита в пределах точности измерения температуры приближается к  $P-T$  границам солидуса высокоглиноземистого и кварцевого толеита при давлениях выше 15 тыс. атм, что может озна-

чать, что при этих давлениях андезит и дацит приобретают свойства высокоглиноземистого кварцевого толеита. Аналогичная ситуация у солидусов оливинового толеита и гранита, возникающая при давлении свыше 25 тыс. атм.

Как это следует из рассмотренного выше, три типа базальтов (пикрит, высокоглиноземистый и оливиновый толеит) не имеют об-

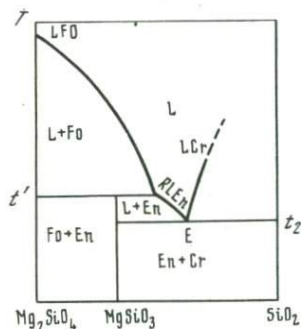


Рис. 60. Диаграмма состояния форстерит – кремнезем, демонстрирующая возможность изменения температуры солидуса при инконгруэнтном плавлении энстатита и удалении из системы форстерита

шего  $P$ - $T$  солидуса, что может означать только одно, что их образование не связано с примитивной эволюцией исходных магматических расплавов. В данном случае исходными или примитивными магматическими расплавами являются пикритовые магмы с наиболее высокотемпературным солидусом и ликвидусом. Переход с более высокотемпературного солидуса к солидусу, характеризующемуся низкими температурами, может быть объяснен только фазовыми преобразованиями, происходящими в расплаве в процессе кристаллизационной дифференциации. Одной из фазовых реакций, приводящих к подобному переходу, является инконгруэнтное плавление минеральных фаз и их отделение из общего состава расплава. Переход такого типа показан на диаграмме рис. 60. В результате инконгруэнтного плавления компонента  $MgSiO_3$  и удаления образующихся кристаллических фаз состав остаточного расплава будет смещаться в сторону состава  $SiO_2$ , что и приведет к изменению температуры солидуса от  $t^1$  до  $t^2$ . Вероятность инконгруэнтного плавления кристаллических фаз базальтовых расплавов и удаления из системы твердых дифференциатов будет рассмотрена позже. На основании же изложенного можно заключить, что переход от одного типа базальтовых расплавов к другому должен сопровождаться скачкообразным переходом составов с более высокой температурой солидуса, к составам с более низкой температурой солидуса.

Образование магматических расплавов, исходя из оценки солидусов в целом, повторяет ход эволюции базальтовых магм, показанный на диаграмме рис. 52, которая построена исходя из экспериментально установленной кристаллизации магматических расплавов. Так же, как и в схеме эволюции базальтовых магм (см. рис. 52) первичными магмами оказываются пикритовые базальты, так как они имеют наиболее высокотемпературный солидус (рис. 56). Пик-

риты должны эволюционировать до высокоглиноземистых базальтов при изменении условий их дифференциации, т.е. при изменении глубины накопления. Этот переход может быть осуществлен только в результате удаления из системы недосыщенной кремнеземом фазы. Для пикритового состава этой фазой является оливин. Эволюция высокоглиноземистых расплавов при изменении их глубины накопления смещается в область образования оливиновых толеитов, т.е. в сторону образования расплавов с более низкими температурами солидуса, чем у высокоглиноземистого базальта. Если переход от солидуса пикрита к солидусу высокоглиноземистого базальта легко объясняется с помощью рассмотренной выше диаграммы, показанной на рис. 60, где этот переход является результатом удаления из системы недосыщенной кремнеземом фазы (оливина), то переход от солидуса высокоглиноземистого толеита к оливиновому происходит в результате удаления иной фазы или протекания иного процесса. При обсуждении результатов исследования высокоглиноземистого базальта было показано, что преобразование его в оливиновый толеит возможно в результате удаления из высокоглиноземистого состава плагиоклазовой составляющей анортозита. В области преобразования высокоглиноземистых толеитов в оливиновые при давлениях до 20 тыс. атм исследованиями не обнаружены инконгруэнтные плавления фаз, которые способствовали бы переходу от условий  $P-T$  солидуса высокоглиноземистого базальта к солидусу оливинового толеита, хотя и известно из экспериментальных данных, что инконгруэнтное плавление плагиоклазов происходит во всем указанном диапазоне давлений (рис. 46). По-видимому, более детальные исследования высокоглиноземистых базальтов должны дать окончательный (положительный или отрицательный) ответ на этот вопрос. Важность этого ответа исключительна, так как данный ответ должен решить вопрос о существовании [5] или отсутствии [1,23] генетической связи между высокоглиноземистыми и оливиновыми толеитами, что в конечном итоге позволит более конкретно говорить о стратиграфии мантии и составе источников, порождающих обсуждаемые базальты.

Эволюция базальтовых магм только в результате кристаллизационной дифференциации согласно анализа границ солидусов говорит о том, что высокоглиноземистые базальты при давлении выше 20 тыс. атм способны эволюционировать до среднего андезитового и дацитового состава магм. Настоящие исследования границ солидусов не позволяют утверждать, что процесс эволюции высокоглиноземистых базальтов при указанных давлениях способен развиваться до образования кислых риолитовых магм, хотя, как на это указывают геологические данные, эта возможность не исключается. Во всяком случае проявление кислого магматизма при эволюции высокоглиноземистых составов не должно соответствовать широко распространенному гранитоидному магматизму. Дело в том, что совпадение границ солидусов оливинового толеита и гранита при давлениях выше 25 тыс. атм говорит о том, что гранитный магма-

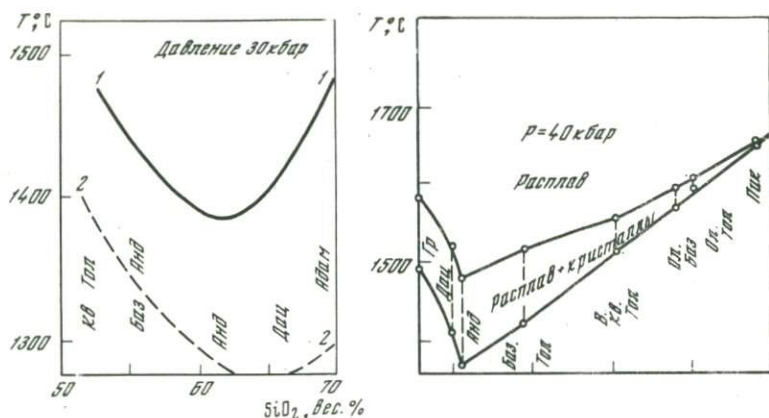


Рис. 61. Экстраполяция температур ликвидуса и солидуса для пяти составов пород при давлении 30 кбар  
 1 - ликвидус; 2 - приблизительное положение солидуса, по данным [135]

Рис. 62. Экстремум температур плавления горных пород в гипотетической системе гранит - пикрит при давлении 40 кбар по данным [163]

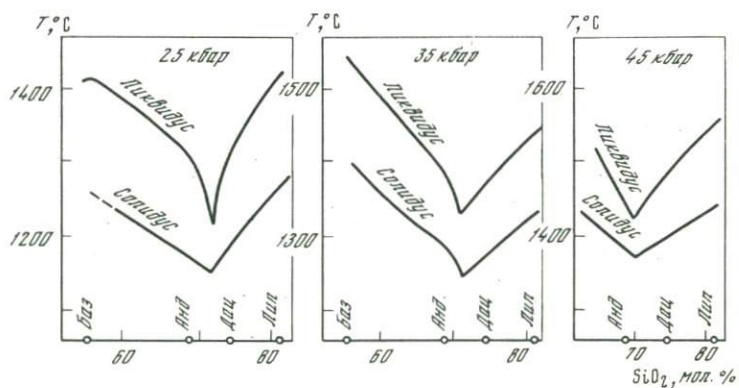


Рис. 63. Сопоставление температур плавления горных пород при давлении 25, 35, 45 кбар, по данным [166]

тизм может быть результатом эволюции или выплавления из составов, отвечающих оливиновым океаническим толеитам.

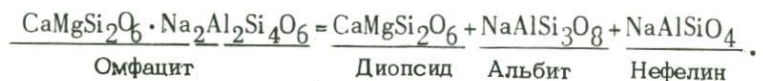
Граница солидуса оливинового нефелинита пересекает границы солидусов всех толеитовых базальтов и производных от них магм, что означает, что щелочные магматические расплавы не могут быть производными толеитовых базальтов в результате того или иного типа кристаллизационной дифференциации, а их образование требует специального обсуждения и рассмотрения. Суммированные выше экс-

периментальные данные с учетом сделанных оговорок позволяют утверждать, что образование магматических расплавов различного состава происходит на разных уровнях глубин в результате эволюции единой примитивной магмы — пикрита. В связи с этим следует заметить, что выявление минимума температур плавления того или иного состава с целью доказательства, что таковой является единым для всей серии магматических пород, должны вестись с помощью объемных  $P$ - $T$  составов диаграмм, а не на отдельных плоскостях сложнейшей многокомпонентной природной системы. Однако практическое решение этой задачи в настоящий момент не возможно. Из диаграмм, составленных Г.Х.Грином, А.Э.Рингвудом [135], Л.Л.Перчуком [163], В.А.Жариковым и др. [164, 165], Р.А.Ишбулатовым [166] и показанных на рис. 61–63, следует, что андезитовые или дацитовые составы начинают плавиться при самых низких температурах. Однако из всего рассмотренного материала следует, что не андезиты и дациты, а гранитные составы имеют наиболее низкотемпературный солидус, в пределах давлений по крайней мере до 37 тыс. атм (рис. 56). Это обстоятельство позволяет сделать вывод о том, что в определенных условиях гранитные составы так же, как андезито–дациты, появляются в ходе эволюции первичного силикатного расплава.

## ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В БАЗАЛЬТАХ

Превращение одних типов магматических расплавов в другие нельзя уподобить превращениям в твердых фазах, где процесс превращения является изохимическим. Тем не менее преобразования в базальтах тесно связаны и с фазовыми превращениями в минералах. Было показано, что преобразование в базальтах происходит или в результате кристаллизационной дифференциации, или расщипывания (ликвации), т.е. в результате разделения вещества на две части (жидкая + твердая или жидкая + жидкая) и удаления одной из частей вещества из системы. В результате процессов кристаллизационной дифференциации пикритовые базальты преобразуются до высокоглиноземистых. Высокоглиноземистые при снижении температуры могут эволюционировать до кварцевых толеитов, андезитов и дацитов, а при снижении давления до оливиновых толеитов. Переход от базальтовых пород к породам щелочного ряда объясняется коренными изменениями, происходящими в структуре расплава оливиновых толеитов в области полного ликвидуса, что выражается в расщипывании жидкости (расплава), т.е. ее ликвации. Представления об образовании и эволюции магматических расплавов, изложенные выше, базируются на результатах исследований, изложенных выше в сочетании с исследованиями других авторов. Однако не все экспериментальные исследования или их интерпретация проявляют согласие между собой. Основное несогласие заключается в определении причин образования или перехода от базальтов основного ряда к расплавам щелочных составов.

При оценке перехода от базальтов основного состава к породам щелочного ряда единственной бесспорной предпосылкой является только тот факт, что щелочные базальтовые магмы ассоциируют с толеитовыми и как будто бы генетически с ними связаны. Г.Х.Грин и А.Э.Рингвуд [28], обсуждая петрологию магм Гавайских островов, так описывают взаимоотношение толеитов и щелочных пород этого района: "Огромные массы толеитов ранних этапов вулканизма на Гавайях постепенно сменяются кверху зоной, в которой чередуются толеиты и щелочные оливиновые базальты. Хорошо фиксируется постепенное изменение типа магм; позже, во время затухания активности любого отдельного вулкана, поднимается огромное количество только щелочных оливиновых базальтов. На некоторых вулканах (типа Кохала) верхний горизонт, сложенный щелочными оливиновыми базальтами, несогласно перекрывается маломощными потоками муджиритов и связанными с ними пород, т.е. лавами, возникшими в ходе дифференциации щелочных оливиновых базальтов на небольших глубинах". Экспериментальные исследования указывают на три возможности образования щелочных базальтовых магм: путем прямого выплавления из вещества мантии, кристаллизационной дифференциации и расщепления в жидкой фазе. Согласно представлениям, разработанным Г.С.Йогером и К.Э.Тилли [5], образование щелочных магм должно происходить непосредственно при плавлении вещества мантии, состоящего из гранат-омфацитового эклогита или при кристаллизационной дифференциации расплавов, отвечающих по составу таким эклогитам. В результате выплавления из эклогита в первую очередь граната должны образоваться, по их мнению, расплавы толеитового ряда, а в результате выплавления омфацига - щелочные базальты. Предложенное представление об образовании щелочных магм таким путем базируется на том основании, что выплавляющийся омфациг можно представить как сумму нескольких минералов, в которую входит нефелин - минерал, нормативное присутствие которого определяет щелочной тип породы:



Экспериментальные предпосылки свидетельствуют в пользу того, что выплавление омфацига в качестве первой фазы плавления должно происходить при более высоких давлениях или на больших глубинах, чем граната, т.е. образование щелочных магм должно происходить на больших глубинах, чем образование толеитовых. Такой механизм образования щелочных магм достаточно прост, ясен и неопровержим. Прямым подтверждением этому заключению являются исследования Ито, Кеннеди [167], которые экспериментально показали, что "гранат-омфацитовый эффект" Йопера - Тилли действительно реализуется при плавлении двуминерального эклогита. Им установлено, что из смеси, содержащей 60% граната и 40% кли-

попироксена омфацитового ряда, нефелинсодержащие расплавы могут возникнуть на глубине 35–40 км или при давлении около 15 кбар. Вопрос заключается только в том, чтобы породы мантии на больших глубинах были представлены двуминеральными эклогитами. Как это следует из петрохимических пересчетов природных базальтов на эклогитовые нормы, двуминеральные эклогиты могут представлять только аналоги щелочных базальтовых магм, т.е. вещество мантии уже должно быть представлено аналогами щелочных базальтов, так как толеиты представляют собой аналоги кварцсодержащих эклогитов, а пикриты – оливинсодержащие эклогиты. Дифференциация толеитовых и пикритовых расплавов, рассмотренная по экспериментальным данным, изложенным выше и в работе [28], демонстрирует, что эти составы не способны породить расплавы щелочного состава путем прямой кристаллизационной дифференциации. Альтернатива образования магм щелочного типа в процессе кристаллизационной дифференциации рассматривается посредством реализации реакций замещения в расплавах, получивших название "реакций Шенда и Барта". Суть этих реакций заключается в том, что при определенных соотношениях минеральных фаз в расплаве и в определенных условиях в ликвидус–солидусной области плавления базальтов толеитового ряда должна протекать реакция замещения:

Плагиоклаз + Оливин = Нефелин + Пироксен (Шенд) [168]  
или

Альбит + Форстерит = Нефелин + Энстатит (Барт) [169].

После отделения пироксена в качестве твердой фазы оставшийся расплав должен приобретать щелочной характер и обогащаться нефелиновой составляющей. Поводом для исследования указанных реакций явились находки в щелочных базальтовых магмах перидотитовых включений, содержащих ортопироксен.

Исследование процессов кристаллизационной дифференциации толеитовых составов в ликвидус–солидусной области, проведенное Н.И. Хитаровым и др. [20, 21, 22], Л.Х. Коеном и др. [139], К.Ито, Г.Дж. Кеннеди [8], не выявили реализации указанных реакций, а следовательно, и возможности образования щелочных базальтовых магм из толеитов. Исследование в области твердофазовых превращений в субсолидусной области также не выявило возможности протекания реакции Шенда или Барта в составах толеитовых базальтов. Вместе с тем следует отметить, что из данных экспериментальных исследований следует, что возможно образование габбро-сиенитовых дериватов при фракционной кристаллизации оливиновых толеитов. Экспериментальные исследования Уптона [170] при высоких давлениях с габбро-сиенитами привели его к выводу, что гавайты (щелочные базальты) могут быть продуктами кристаллизационной дифференциации из сиенитов после отделения твердого анортозитового остатка. Думается, что реализация реакции Шенда или Барта в составах, отвечающих габбро-сиенитам, более реально ввиду их повышенной щелочности. Однако Уптон, связывая образо-

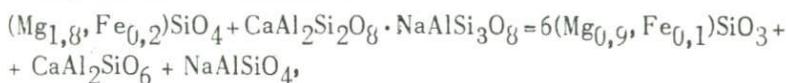
вание щелочных магм только с отделением анортозитов, ничего не говорит о возможности протекания этих реакций. Следует отметить, что реакции превращения базальтовых магм в щелочные, предложенные Шендом и Бартом, достаточно условны и не опираются на сколько-нибудь бесспорные экспериментальные и геологические данные. Именно это обстоятельство, по нашему мнению, не позволило Йодеру и Тилии решить конкретно вопрос в пользу реального существования одной из этих реакций. Последующие экспериментальные исследования И. Куширо [15] позволили установить реальность существования реакции или равновесия Барта в области субсолидуса. Им показано, что смесь альбита с форстеритом превращается в нефелин и энстатит при давлении 12 кбар и температуре 1100°C. При давлении выше 22 кбар из нефелина и энстатита образуются жадеит и форстерит. Таким образом, поле существования нефелина и энстатита ограничивается интервалом давления 10 кбар при температуре 1100°C. Эти экспериментальные результаты отражают условия превращения в упрощенной силикатной системе. Экспериментальные исследования в сложных базальтовых системах в субсолидусной и ликвидус-солидусной областях не обнаружили превращения альбитовой составляющей плагиоклаза и форстеритовой оливина в нефелин и энстатит. Кроме того, следует заметить, что могут быть предложены и другие реакции, приводящие к образованию нефелина из породообразующих минералов базальтов, а следовательно, приводящих к преобразованию базальтовых магм в щелочные. Например:



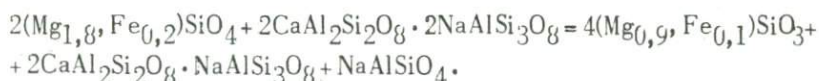
Эта реакция имеет менее условный характер, чем реакция Шенда или Барта. Дело в том, что пироксены толеитовых базальтов, как правило, содержат глинозем, т.е. Ca - или Mg-молекулы Чермака, что способствует в свою очередь снижению содержания оливина в базальте и даже его полному исчезновению. Реакция молекулы Чермака сложных пироксенов с альбитовой составляющей плагиоклаза в процессе плавления - кристаллизации должна приводить к появлению нефелиновой составляющей в расплаве, а при кристаллизационной дифференциации насыщенных кремнеземом фаз (анорти-та или пироксена) - к преобразованию толеитов в щелочные магмы. Так или иначе, как реакция Шенда или Барта, так и предлагаемая нами реакция с участием глиноземистого пироксена подразумевает под процессом превращения базальтовых магм в щелочные удаление из системы сверхнормативного содержания минералов насыщенных кремнеземом. Возможность такого явления невероятна ни при условии протекания метастабильных реакций кристаллизации минералов сверх их нормативного содержания, ни при инконгруэнтном плавлении минералов с выделением и удалением из системы сверхнормативного количества насыщенных кремнеземом минералов. Против метастабильных условий образования магм говорят геологические факты, демонстрируя четкое направление развития процесса.

Инкогруэнтное же плавление породообразующих минералов может привести только к образованию расплавов пересыщенных кремнеземом и твердых фаз недосыщенных им.

Рассмотрение реакций Шенда и Барга показывает, что в них имеется общее сходство. Если реакция Шенда представляет взаимодействие исходных минералов в форме твердых растворов (оливин = форстерит + фаялит, плагиоклаз = альбит + анортит), то в реакции Барга участвуют только составляющие этих минералов (форстерит и альбит). По-видимому, рассматривая природный процесс, следует отдавать предпочтение реакциям, основанным на взаимодействии сложных растворов минералов, т.е. основанным на взаимодействии природных минеральных фаз, а не их составляющих. Отдавая предпочтение реакции Шенда в этой паре реакций, следует заметить, что она записана им недостаточно четко. Взаимодействие оливина с плагиоклазом, если такая реакция реализуется, должна привести к образованию в конечном итоге нефелина и глиноземистого пироксена или нефелина, пироксена и плагиоклаза обогащенного анортитовой составляющей:



или



Если реакции Шенда и Барга имеют все же принципиальное сходство по участию в них исходных минеральных фаз, то предложенная нами реакция отличается тем, что место оливина занимает глиноземистый пироксен, минерал, который, так же как оливин, является фазой, недосыщенной кремнеземом. Будущие экспериментальные и термодинамические исследования должны продемонстрировать превосходство одной из трех рассмотренных реакций. Однако основное препятствие в преобразовании оливин-толеитовых магм в щелочные заключается в том, что ликвидус щелочного оливинового базальта расположен при температурах, более высоких, чем ликвидус оливинового толеита, т.е. если рассматривать ликвидусные соотношения, как характеристики генетической связи между базальтами, то следует признать, что толеиты являются производными от щелочных базальтовых магм (рис. 53). К этому же следует добавить, что структура границы ликвидуса и солидуса оливинового толеита не повторяет структуры ликвидуса и солидуса щелочного оливинового базальта, что должно свидетельствовать о том, что эти базальты относятся к составам различных котектик. Учитывая, что щелочные оливиновые базальты в природе тесно ассоциируют с базальтами оливиновых толеитов (особенно в океанических областях) и образуются на заключительном этапе вулканического цикла извержения, можно утверждать, что между этими двумя типами базаль-

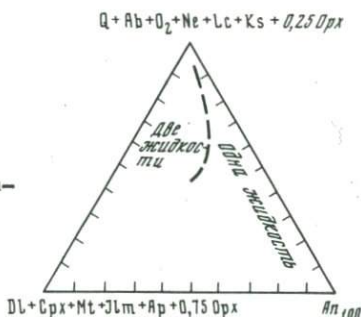
тов все же существует генетическая связь. Рассмотренные выше обстоятельства позволяют полагать, что образование щелочных расплавов должно происходить путем, не связанным с процессами кристаллизационной дифференциации или прямого выплавления из пород коры или мантии. Этот механизм должен в корне отличаться от рассмотренных выше. Согласно экспериментальным данным, изложенным выше, процессом, приводящим к образованию щелочных базальтовых магм, является ликвация в базальтах оливиновых толеитов, в результате которой широко распространенные толеитовые магмы могут разделяться на щелочные и кислые расплавы. Дифференциация щелочных оливиновых базальтов рассмотрена выше и показана на рис. 53.

Возможность ликвационных явлений в базальтовых расплавах не раз являлась предметом дискуссий, но всякий раз отвергалась по той причине, что в природе как будто бы встречаются все переходные разности составов от ультраосновных к основным, от основных к средним и кислым и от основных к щелочным. Сложилось представление, что в результате ликвации могут образоваться только экзотические типы пород, обогащенные или кремнеземом, или щелочами, или летучими компонентами или всеми перечисленными вместе взятыми. Однако проблема ликвационных явлений в базальтах Земли приобретает актуальное значение в связи с обнаружением очевидных признаков этого явления в базальтах Луны. Изучение химического состава стекол включений в стекло основной массы базальтов Луны показывает их значительное обогащение Si, Al, K и резкое обеднение другими петрогенными элементами относительно составляющих стекла основной массы. В результате наблюдается контрастное соотношение составов двух стекол (расплавов) в одном образце породы [171]. Общее термодинамическое правило, характеризующее возможность ликвации расплавов, гласит, что гомогенная жидкость может ликвировать если общая сумма свободных энергий образования расслоенных жидкостей меньше, чем у гомогенной жидкости. В настоящий момент отсутствует возможность, позволяющая воспользоваться этим правилом для теоретического установления эффекта ликвации, так как неизвестна свободная энергия образования не только абсолютного большинства силикатных расплавов или их стекол, но даже неизвестны свободные энергии образования ряда расплавов силикатных минералов. Попытка расчета эффекта ликвации предпринята с предпосылкой, что расплавы ликвируют на жидкости, отвечающие вполне конкретным силикатным соединением минералов, а свободная энергия образования этих расплавов равна свободной энергии образования минеральных фаз при температуре их плавления [172]. Зная свободную энергию образования минерала, несложно рассчитать эту энергию при температуре в точке перехода твердое-жидкое. Экстраполяция рассчитанных данных позволяет предсказать возможность эффекта ликвации в простейших двух-, трехкомпонентных системах с разделением жидкости на вполне конкретные составы отдельных соединений, но исключает возможность установления

этого явления в многокомпонентных системах с непостоянным составом расслоенных жидкостей.

Важным условием, характеризующим возможность расслаивания жидкостей, является совпадение температур ликвидусов у расплавов ликватов. Установление границ ликвидусов в  $P-T$  условиях на современном уровне экспериментальных исследований — дело доста-

Рис. 64. Диаграмма состояния порообразующих составов в области плавления и расслаивания, по данным [173]



точно сложное, и несогласованность экспериментальных данных еще не будет означать, что те или иные жидкости не расслаивающиеся. К этому следует добавить, что нам еще очень мало известно о  $P-T$  параметрах ликвидусов кислых магм. Приведенные выше экспериментальные данные о параметрах ликвидусов гранитов в сущности характеризуют только два мало отличающихся между собой гранитных состава. В то же время состав ликватов может варьировать в значительных пределах как в зависимости от изменения состава исходной породы, так и от степени расслаивания, которое как в количественном, так и в качественном отношении определяется температурой в той или иной точке области расслаивания. Таким образом, приведенные выше экспериментальные данные по явлению ликвации в оливиновом толеите представляют лишь выявленную возможность ликвационных явлений в магмах базальтового ряда и указывают на тенденцию расслаивания этого типа магм. Потребуется еще много экспериментальных и теоретических усилий по определению  $P-T$  границ ликвидусов и солидусов, чтобы выявить генетическое родство между магмами различных типов, образующихся в результате процессов ликвации. К таким усилиям относятся, например, исследования Ирвина [173], который, анализируя физико-химические и термодинамические условия несмесимости в природных и искусственных системах показал, что несмесимость в главных сериях магматических расплавов должна быть закономерным явлением. Исследования Ирвина базируются также на экспериментальных и природных фактах, которые указывают на то, что конечные члены как искусственных, так и природных систем основного состава, обогащенных мафическими компонентами, проявляют способность к ликвации, а в расплавах конечных членов плагиоклаз-полевошпатовой серии это явление не отмечается. Термодинамические и топологические исследования проведенные Ирвиным показали, что область сме-

симости расплавов от области несмесимости должны отделяться температурным трендом, или котектикой. Этот тренд, или котектика, должны проходить через составы, отвечающие известково-щелочной серии пород, а в область расслаивающихся жидкостей попадают ультраосновные, основные (толеитовые) и щелочные серии (рис. 64).

#### ПРЕВРАЩЕНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ В КИСЛЫЕ

Превращение магм основного состава в кислые, возможно, и происходит в результате кристаллизационной дифференциации при давлениях более 20 тыс. атм. Это происходит в результате превращения базальтовых составов, не содержащих нормативного кремнезема в эклогитах с нормативным кварцем. А так как кварц является минералом солидуса в эклогитах, то естественно, что конечные жидкости перед полной кристаллизацией в эклогит будут иметь кислый состав. Возможность образования кислых магм из базальтов также показала, что совпадение границ солидусов у высокоглиноземистого базальта, андезита и дацита свидетельствует о возможности образования этого ряда магм кристаллизационной дифференциации при давлениях выше 15–20 тыс. атм, а ряда оливиновый толеит – гранит – при достижении давления выше 25 тыс. атм. Если рассматривать образование магматических расплавов как единый взаимосвязанный процесс во всех его проявлениях, то следует признать, что единственным источником кислых гранитных магм являются составы, отвечающие оливиновым толеитам. Для того чтобы оливиновые толеиты могли породить кислые магмы, они должны пройти сложный путь преобразования. Оливиновые толеиты образуются из высокоглиноземистых базальтов путем кристаллизационной дифференциации с отделением твердого остатка в виде анортозитов при давлении ниже 20 тыс. атм. После отделения анортозитов излившийся базальт оливинового толеита должен вновь испытать погружение до давлений выше 25 тыс. атм. При этих давлениях оливиновый толеит или оливиновое габбро превращается в кварцевый эклогит и только после этого способен стать источником кислых гранитных магм. В современных представлениях о развитии земной коры делаются допущения о возможности погружения корового материала на значительные глубины в мантию, где погружаемое вещество может вновь подвергнуться переплавлению, и если этим веществом окажется кварцевый эклогит – аналог оливинового толеита, то он может породить кислые магматические расплавы.

Вторая возможность превращения оливинового толеита в кварцевый эклогит связывается с созданием сверхдавлений в тектонически активных зонах на основе современной теории о плейт-тектонике. В этом случае при достижении давлений более 25 тыс. атм оливиновый толеит без значительных погружений в мантию и даже в земную кору может превратиться в кварцевый эклогит и стать источником расплавов гранитного состава. Однако, как предположение о погружении в мантию вещества земной коры на глубину более 70 км

от поверхности Земли, так и предположение о создании сверхдавлений в земной коре или верхах мантии являются гипотезами, не поддающимися реальным проверкам. Более реальным выглядит третье предположение о том, что кислые магматические породы являются продуктами переплавления метаморфических пород земной коры. Метаморфические породы земной коры, являющиеся источником кислого магматизма по своему химическому составу должны отличаться и не входить в котектический ряд составов высокоглиноземистый базальт – андезит – дацит и оливиновый толеит – гранит при низких давлениях. По-видимому, источником кислых гранитных магм являются более кислые породы, приближающиеся по своему составу собственно к гранитам. О том, что кислые гранитные магмы не входят в котектические ряды основного и среднего состава пород свидетельствует анализ  $P-T$  границ солидусов, показанный на рис. 56. Из рисунка видно, что граница солидуса гранита до давлений 25–27 тыс. атм расположена при наиболее низких температурах. Таким образом, рассмотренные три возможности образования кислых магматических расплавов свидетельствуют о том, что образование гранитных магм возможно как при давлениях, соответствующих глубинам мантии, так и глубинам земной коры, но исходными составами их образования при высоких и низких давлениях должны быть породы, резко различные по составу. Приведенные выше экспериментальные данные свидетельствуют о том, что образование расплавов кислого состава возможно не только путем кристаллизационной дифференциации из составов оливиновых толеитов, а прямого выплавления из метаморфических пород. Рассматривая процессы ликвации в оливиновом толеите, можно сделать вывод, что кислые расплавы могут образоваться также в результате и этого явления. Однако образующиеся кислые составы в результате расщепления проявили тенденцию к образованию расплавов ультракислого состава, соответствующих тем или иным жильным сериям пород, сопровождающим изверженные породы на разных стадиях их становления.

Кроме проблемы образования кислых магм, существует проблема дальнейшей их эволюции, или образования разновидностей кислых гранитоидов. Первая составляет корунд–нормативные интрузивы и эффузивы кислого и среднего состава пород, к которым относится большая часть типичных гранитов и некоторая часть андезитов. Вторая включает пересыщенные щелочами, так называемые субщелочные, породы типа щелочных гранитоидов, пантеллериты и комендиты. Коуторн, Стронг и Браун [174], обсуждая проблему происхождения корунд–нормативных или высокоглиноземистых пород, на основании данных статистического анализа установили, что в природных образованиях с увеличением кремнезема и понижением отношения  $Ca/Al$  происходит переход от диоксид–нормативных базальтовых магм к корунд–нормативным кислым магмам. Ими установлено, что корунд–нормативные породы появляются при содержании в них от 56 до 70%  $SiO_2$ , т.е. породами с нормативным корундом могут быть как

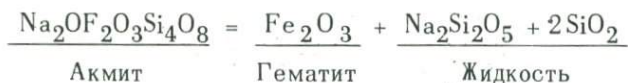
средние, андезитовые магмы, так и кислые, гранитные тела. По статистическим данным 18,4% из 1775 анализов андезитов показали присутствие в них нормативного глинозема. Коуторн и др. [174] рассматривают ряд процессов, которые могут быть ответственными за образование пород, содержащих нормативный корунд, но находят их недостаточно убедительными. Первый процесс связывается с улетучиванием части щелочей в процессе извержения в виде летучих соединений фторидов, что должно приводить к пересыщению расплава глиноземом. Они выражают сомнение, что 18,4% андезитов могли образоваться таким путем. Второй предполагаемый процесс заключается в удалении щелочей путем вымывания их паровой или жидкой фазой, но указано, что магматические расплавы содержат незначительное количество воды и этот процесс едва ли является основным. Третий путь образования корунд-нормативных пород связывается с возможностью переплавления андезитового состава коры и образования расплава с нормативным глиноземом и амфиболом обогащенного твердого остатка, но, как отмечается, породы с нормативным глиноземом встречаются и там, где нет значительной континентальной коры с предполагаемым андезитовым составом. Четвертый предполагаемый процесс связывается с ассимиляцией магмами вмещающих пород. Однако установленное в породах с нормативным глиноземом отношение изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  указывает на то, что контаминация корового материала отсутствует. Пятый предполагаемый процесс основывается на результатах экспериментального исследования по плавлению перидотита под давлением воды, из которого при давлении выше 20 кбар отделяются жидкости с нормативным глиноземом. Однако, как отметили Коуторн и др. [174], эта модель не демонстрирует связи образования между кислыми и основными магмами. Кроме того, они утверждают, что температуры, необходимые для достижения условий плавления "мокрого" перидотита на указанных глубинах (более 60 км), едва ли достигаются как под континентальной, так и под океанической корой. Указанными авторами рассматривается еще ряд процессов на основе кристаллизационной дифференциации клинопироксенов и магнетита, которые, по мнению ряда исследователей, способствуют образованию пород с нормативным глиноземом в процессе перехода от базальтовых к кислым составам. Сами же авторы работы [174] полагают, что образование пород с нормативным корундом возможно при фракционной кристаллизации амфибола из расплавов кальций-натровой серии, ссылаясь при этом на данные экспериментальных исследований, которыми установлено, что фазой ликвидуса при кристаллизации гранитоидных пород с нормативным глиноземом в присутствии воды, является роговая обманка, т.е. предполагается что отделение роговой обманки или какого-либо другого амфибола приводит при кристаллизационной дифференциации к преобразованию магм основного состава в кислые с нормативным глиноземом.

Происхождение и образование пересыщенных щелочами гранитоидов типа пантелеритов и комендитов до середины 40-х годов наше-

го столетия расценивалось как парадокс в магмообразовании и не имело сколько-нибудь обоснованного объяснения. Впервые объяснение образованию подобных пород было дано Боуэном [175] при рассмотрении с позиций установленного им ранее "плаггиоклазового эффекта", смысл которого изложен в работе [5] и заключается в том, "что из жидкости, содержащей кальций, не может образоваться чистый альбит", т.е. если жидкость имеет, например, состав  $\text{Ca}^{2+} + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , то состав жидкости будет смешаться в направлении от анортита:



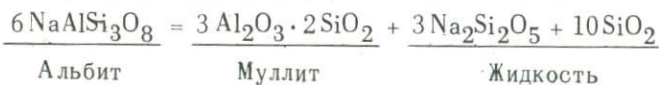
В результате остаточная жидкость будет обогащаться щелочами и кремнеземом, образуя насыщенные и даже пересыщенные кремнеземом и щелочами и обедненные алюминием породы типа пантеллеритов и комендитов. Однако предложенное Боуэном объяснение носит до настоящего времени предположительный и спорный характер. Бейли [176], обсуждая проблему происхождения пересыщенных щелочами пород типа пантеллеритов и комендитов, пришел к выводу, что "плаггиоклазовый эффект" Боуэна не играет существенной роли в образовании этих пород. К этому выводу Бейли пришел в результате рассмотрения петрологических и петрохимических данных, которые указывают на то, что пересыщенные щелочами кислые породы ассоциируют в природе со щелочными, а не с толеитовыми базальтами, которым Боуэн приписывал роль в реализации "плаггиоклазового эффекта". Важным рычагом, управляющим образованием пересыщенных щелочами кислых магм, по мнению Бейли, является присутствие щелочного пироксена, акмита (эгирина) в щелочных базальтовых составах. При инконгруэнтном плавлении акмита можно получить расплав, аналогичный тому, что образуется, как предполагал Боуэн, при взаимодействии Са и альбита:



Сам факт ассоциации пантеллеритов с щелочными базальтами указывает на то, что эти породы могут быть генетически связаны и одна из них является производной другой. Низкое содержание плаггиоклаза и наличие иногда высокого содержания акмитовой составляющей в щелочных породах при его инконгруэнтном плавлении и дифференциации действительно может стать тем рычагом разделения щелочных пород с образованием пересыщенных щелочами кислых пород типа пантеллеритов и комендитов. Вместе с тем Мартином [177] экспериментально показано, что образование пантеллеритов из щелочного оливинового базальта возможно в результате переноса водой компонентов, составляющих пересыщенные щелочные кислые породы, из горячих частей камеры в более охлажденную. Таким об-

разом, образование пересыщенных щелочами кислых пород имеет объяснение как с экспериментальных позиций, так и с позиций полевых наблюдений. Следует отдать отчет в том, какую роль играет в природном процессе "плагиоклазовый эффект" Боуэна и каков его физико-химический смысл. Изложенные выше экспериментальные результаты по фазовым равновесиям в системе альбит-анортит показывают, что возможное смещение жидкости от анортита ограничивается олигоклазовым составом ( $Ab_{85}An_{15}$ ) и кристаллизацией расплава в точке температурного минимума (рис. 51). Таким образом, "плагиоклазовый эффект" Боуэна, основанный в первую очередь на наблюдениях полевыми петрографами того факта, что в природных магматических образованиях кристаллизация плагиоклазов завершается, как правило, олигоклазовыми составами, как при образовании зонального строения плагиоклазов, так и при образовании нескольких генераций плагиоклазов в одном объекте объясняется кристаллизацией остаточных магматических расплавов в области температурного минимума, приходящегося на олигоклазовый состав  $Ab_{85}An_{15}$ . Из изложенного следует, что образование жидкости, пересыщенной щелочами при кристаллизации остаточных расплавов плагиоклазового состава основнее, чем состав  $Ab_{85}An_{15}$ , невозможно. В этой связи следует еще раз подчеркнуть вывод Бейли о том, что "плагиоклазовый эффект" Боуэна не ответствен за образование пересыщенных щелочами и обедненных алюминием кислых пород типа пантеллеритов и что базальты толеитов не имеют к их образованию никакого отношения, хотя последние и являются одними из тех пород, которые имеют высокое содержание плагиоклазовой составляющей.

Образование жидкостей, обедненных алюминием и обогащенных щелочами при плавлении и кристаллизации плагиоклазовых составов, возможно, другим путем и будет происходить при плавлении или кристаллизации плагиоклазовых расплавов, имеющих состав от  $Ab_{100}$  до  $An_{15}$ . В результате инконгруэнтного плавления таких плагиоклазов, как и в случае плавления акмита (эгирина), образуется расплав, состав которого аналогичен тому, который следует из рассмотренных реакций плавления  $Ca +$  альбит и акмит:



Таким образом, имеется три возможных реакции образования кислых составов, пересыщенных щелочами. Учитывая тот факт, что пересыщенные щелочами кислые породы типа пантеллеритов и комендитов ассоциируют с щелочными базальтовыми магмами, логично было бы полагать, что их образование связано с процессами дифференциации компонентов щелочного пироксена (акмита) при плавлении в щелочных базальтовых составах. Кроме эффузивной фазы пересыщенных щелочами образований, в природе имеются родственные им щелочные гранитоиды, которые хотя и не пересыщены щелочным компонентом как пантеллериты, все же близки к ним по

своему химическому составу. Как установила И.Д. Батиева [178], такие гранитоиды также являются производными базальтового магматизма. Образование же кислых и среднего состава пород с нормативным глиноземом возможно в результате инконгруэнтного плавления кислых плаггиоклазов. Установленный эффект инконгруэнтного плавления с разложением на муллит и Na, Ca-силикатный расплав демонстрирует то, что отделение Na, Ca- силикатного расплава приведет к пересыщению твердого остатка глиноземом за счет муллита. Если этот эффект реализуется в природе, то отделяющийся в процессе плавления плаггиоклазов Na, Ca-силикатный расплав может стать тем источником щелочей, который обедняет формирование насыщенных и пересыщенных щелочами щелочных кислых пород. Однако в настоящее время еще остается не ясным, являются ли кислые и средние породы с нормативным глиноземом продуктами прямого выплавления, переплавления или дифференциации из магм какого-либо иного состава.

#### ПЛАВЛЕНИЕ ПОРОД В ПРИСУТСТВИИ ВОДЫ

Добавление к магматическим породам каких-либо компонентов приводит к изменению состава исследуемой породы, а следовательно, к изменению равновесных состояний в ней. Чем ниже температура плавления добавляемого компонента, тем больше оснований ожидать, что исследуемое вещество будет плавиться при более низких температурах. Окисел водорода  $H_2O$  плавится при температуре  $0^{\circ}C$ , т.е. при температуре на многие сотни градусов ниже, чем температуры плавления минералов и окислов, слагающих горные породы. Следовало ожидать, что добавление этого окисла к породе должно приводить к снижению ее температуры плавления. Уже первые экспериментальные исследования подтвердили этот очевидный факт. Например, хорошо известно, что температура солидуса горных пород различного состава расположена при температурах, на несколько сотен градусов ниже, чем граница солидуса у тех же, но сухих составов. Первые экспериментальные исследования по плавлению горных пород и минералов в присутствии воды демонстрировали непрерывное снижение температуры начала или полного плавления вещества с повышением давления. В 1962 г. работой Н.И. Хитарова, В.А. Пугина [179] впервые показано экспериментально, что снижение температуры плавления вещества в присутствии паровой фазы  $H_2O$  не беспредельно. В экспериментальном исследовании использован образец песчано-сланцевой породы по химическому составу, отвечающий составу гранодиорита с содержанием воды 3,24%. Экспериментально показано, что снижение температуры начала плавления этого состава прослеживается только до давлений порядка 10 тыс. атм, после чего температура начала плавления начинает медленно нарастать, т.е. на кривой начала плавления образуется экстремум, характеризующийся минимальной температурой начала плавления исследуемого вещества. В дальнейшем этот эффект подтвержден ря-

дом экспериментальных работ, и в настоящее время все экспериментальные исследования, проводимые по плавлению тех или иных горных пород под давлением воды, фиксируют существование подобного экстремума. На рис. 65, взятом из книги А.А. Кадика и др. [180] "Вода в магматических расплавах" для примера показаны экстремумы, установленные экспериментально на кривых плавления различного состава пород под давлением  $H_2O$ . Из приведенного рисунка следует, что экстремумы (по различным экспериментальным данным) возникают при различных давлениях и температурах для различного состава пород.

Природа возникновения экстремумов при плавлении пород и минералов под давлением объясняется по-разному: А.А. Кадик и Н.И. Хитаров [181], теоретически обосновавшие этот эффект, объясняют его изменением термодинамических свойств воды с изменением  $P-T$  условий эксперимента; Бетчер и Вилли [182, 183] объясняют этот эффект уменьшением объемного значения твердых фаз исходных веществ с повышением давления. Различное толкование природы экстремума не снижает важности самого факта этого явления, но требует доказательства его достоверности. Это обстоятельство требует дополнительных рассмотрений этого явления. При построении кривой плавления того или иного вещества или породы используют как экспериментальные данные, получаемые в  $P_{H_2O}-T$  условиях, так и данные по плавлению, получаемые в атмосферных ("сухих") условиях. Такие построения неправомерны, так как соединяются точки, характеризующие различные системы: в первом случае порода + вода; во втором — только порода. В результате соединения экспериментальных точек кривой, характеризующей две различные системы, получаемая картина не отражает действительности. Ошибочность таких построений возникла из-за того, что плавление в атмосферных условиях не должно соответствовать плавлению при  $P_{H_2O}=1$  атм. Приведенные соображения говорят о том, что при  $P_{H_2O}=1$  атм температура плавления веществ, вероятно, должна быть ниже той, что устанавливается для веществ в "сухих" или просто в атмосферных условиях. Это обстоятельство может исключить в некоторых случаях образование отрицательного наклона кривой плавления в услови-

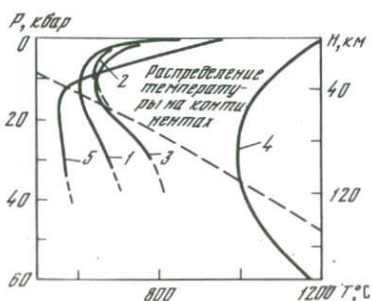


Рис. 65. Диаграмма из работы [180] о влиянии давления воды на температуру солидуса горных пород при высоких давлениях

1 - гранит [184]; 2 - гранит [185]; 3 - габбро [186]; 4 - ультраосновные породы [39]; 5 - осадочно-метаморфические породы [179]

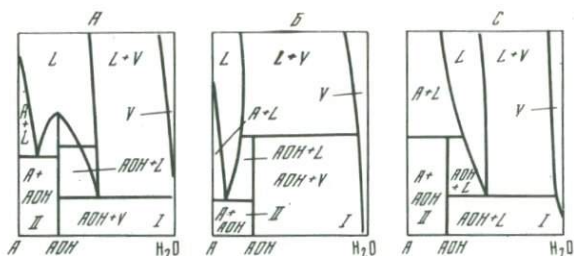


Рис. 66. Гипотетические варианты диаграммы фазовых равновесий порода – вода, по данным [187]

ях повышения давления, так как при  $P = 1$  атм температура плавления может оказаться достаточно низкой.

Экспериментальные исследования при различных повышенных давлениях в той или иной степени фиксируют сначала снижение температур начала плавления, а затем их возрастание с возрастанием давления без экстраполяции на температуры плавления в атмосферных условиях. Это обстоятельство не позволяет полностью отказаться от мысли, что экстремум вообще отсутствует на кривой плавления тех или иных горных пород. А.А. Кадик [187], обсуждая роль воды при плавлении силикатного вещества, рассматривает возможные варианты его плавления. Первый вариант определяется моновариантным равновесием и характеризуется отсутствием водосодержащих кристаллических фаз:

Кристалл + пар = расплав.

При образовании водосодержащих фаз выделяется две области плавления, которые зависят от концентрации воды в системе, где плавление может происходить или в присутствии паровой фазы или при ее отсутствии, когда вся вода связана минеральными фазами в подсолидусной области. Указанные положения иллюстрируются им с помощью диаграммы  $A-AOH-H_2O$ , где  $AOH$  – промежуточное соединение, которое может плавиться как инконгруэнтно, так и конгруэнтно с образованием жидкости, содержащей воды меньше, чем фаза  $AOH$  (рис. 66). В диаграммах выделяется *I* и *II* области плавления. *I* область характеризуется наличием воды в количествах более 0,1–0,5 вес. %, а вторая – меньше чем 0,1–0,5%. В условиях, когда воды более 0,1–0,5%, процесс характеризуется уменьшением температуры плавления с увеличением давления  $H_2O$  с прохождением через минимум при 15–25 кбар и увеличением количества воды в расплаве. Этот эффект объясняется изменением термодинамических свойств водной паровой фазы с повышением давления. При содержании воды в системе менее 0,1–0,5 вес. %, т.е. в области *II* температура начала плавления должна возрастать при значительно более низких давлениях (1–1,5 кбар). В этом случае будет отсутствовать свободная паровая фаза, так как вся вода на-

ходится в структуре минеральных фаз. Поэтому повторное понижение температуры плавления вещества можно ожидать только тогда, когда условия плавления вещества совпадут с условиями разложения и выделения воды из гидратированной фазы. Разложение гидратированных фаз с повышением давления должно привести к тому, что тип плавления, протекавший в области II, сменится типом плавления, протекающим в области I, т.е. в присутствии свободной паровой фазы со значительным понижением температуры плавления.

При оценке природных процессов плавления и установлении области плавления согласно рассмотренным вариантам необходимо оценить возможное содержание воды в источнике магматических расплавов. Несомненно только одно, что количество  $H_2O$  в источнике первичных магматических расплавов очень низкое. Рассматривая, например, океанические оливиновые толеиты как одни из наиболее дифференцированных магматических расплавов, происходящих из вещества мантии, состоящего из гранатовых перидотитов или пиролита, несложно установить примерное содержание  $H_2O$  в веществе мантии. Петрохимические расчеты показывают, что из гранатового перидотита можно выплавить 5–7% пиролита и до 20% океанического оливинового толеита, что составляет от 1/20 до 1/5 части от вещества мантии. Оливиновые толеиты в среднем содержат около 0,5%  $H_2O$ , т.е. вещество мантии должно содержать воды в 5–20 раз меньше, или от 0,025 до 0,1% при условии, что вся вода вещества мантии из зоны выплавления базальта была увлечена расплавом. Эти примерные оценки содержания  $H_2O$  в мантии могут быть изменены в ту или другую сторону, но из уже сказанного следует, что они не могут превышать десятых долей процента. Указанные оценки могут быть очень завышенными, если учесть, что процесс магмообразования является фактором собирания воды из огромного объема пород мантии, содержащих ее в ничтожных количествах. Этот процесс собирания, по-видимому, во многом схож с образованием месторождений полезных ископаемых. Таким образом, указанные оценки содержания  $H_2O$  в породах мантии от 0,025 до 0,1%, по-видимому, является тем максимальным количеством, которое концентрируется на самой ранней стадии магмообразования при образовании примитивных первичных магм. В конечных дифференциатах магматических расплавов содержание воды, по-видимому, может возрасти до целых процентов, о чем говорят определения ее содержания в породах различного состава.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение экспериментальных, петрологических и геохимических данных позволяет сделать ряд заключений о составе пород верхней мантии и ее петрологическом строении, о схеме образования и эволюции главных типов магматических пород с момента их зарождения до образования конечных членов, о возможных механизмах преобразования магм и о метаморфизме ультраосновного вещества при высоких давлениях и температурах. Весь изложенный материал свидетельствует о том, что в области глубин, которой определяется верхняя мантия, хотя бы условно можно выделить три слоя: слой, расположенный непосредственно под земной корой и отделенный от нее границей раздела (границей Мохо), за которым следует астеносферный слой на глубинах 50–200 км, и слой, расположенный под зоной астеносферы вплоть до границы с нижней мантией. Более сложным остается вопрос о химическом или минеральном составе как верхней мантии в целом, так и каждого из слоев в отдельности. Снижение скоростей прохождения сейсмических волн в породах верхней мантии, определяющих положение астеносферного слоя, может быть обусловлено различными причинами: как изменением в химическом составе пород мантии, так и результатом уплотнения однородных по химическому и минеральному составу пород мантии по причине различной степени их объемного расширения в тех или иных  $P$ - $T$  условиях. Так, если на глубинах залегания астеносферного слоя произойдет хотя бы малейшее частичное плавление вещества или увеличение в объеме твердых фаз хотя бы на 1%, то условное разделение на три слоя мантии будет наблюдаться без изменения химического состава вещества. Кроме термического расширения вещества астеносферного слоя, возможны фазовые и полиморфные преобразования в веществе мантии, реализация которых также может привести к изменению свойств вещества в этом слое, не затрагивая вопроса о возможных изменениях в химическом составе вещества верхней мантии на всей его протяженности.

Нельзя исключать и другую возможность в образовании трехслойной структуры верхней мантии, обусловленную изменением химического и фазового состава вещества с нарастанием глубин. Установленная и приведенная выше схема эволюции магматических расплавов (см. рис. 52) демонстрирует возможность того, что все главные типы пород магматической деятельности могут быть продуктами выплавления и эволюции из единого источника, т.е. из ве-

щества мантии, представленного гранатовым перидотитом. Однако, представленный на этой схеме процесс не означает, что образование тех или иных типов пород должен начинаться с выплавления первичных примитивных магм и заканчиваться образованием крайних членов магматической эволюции, как одноактное действие. Естественно, что в ту или иную эпоху геологической деятельности процесс магнообразования мог возникнуть и развиваться на том или ином уровне глубин, порождая ту или иную часть пород в схеме эволюции магматических расплавов из пород, образовавшихся и излившихся или внедрившихся в поверхность Земли на ранних стадиях ее развития, так как последние, погружаясь впоследствии на тот или иной уровень глубин в результате захоронения или тектонических перемещений, сами становились источником магматических расплавов. Таким образом, в результате геологической деятельности мог эволюционировать и источник магматических расплавов. В настоящее время современная вулканическая деятельность не демонстрирует, например, образования магм пикритового состава, хотя в областях развития древних магматических очагов пикриты встречаются достаточно часто. Из этого факта может следовать только один вывод, что источником современного и в недалеком прошлом магнообразования стали являться породы, не характеризующиеся ультраосновным составом. Вероятно, таким источником стали породы промежуточного состава между ультраосновными и основными, т.е. пиролиты-пикриты. Как это следует из предложенной схемы образования и эволюции магматических расплавов, пикритовые составы пород способны породить магмы только типа высокоглиноземистых базальтов. Куно [123], впервые обративший внимание на высокоглиноземистые базальты, склонен считать их примитивными и первичными. В какой-то степени это заключение Куно можно считать действительным, так как высокоглиноземистые базальты в современных вулканических областях преобладают над другими типами базальтов при полном отсутствии пикритов. Так, согласно исследованиям, проведенным А.А.Важеевской [188] на Камчатке, "базальты высокоглиноземистого типа резко преобладают над толеитами, количество которых среди продуктов ареального вулканизма Камчатки не превышает 10%\*". Согласно рассмотренным экспериментальным данным и предложенной схеме эволюции магматических расплавов высокоглиноземистые базальты способны образоваться только из пикритов на глубинах более 60-65 км или под давлением, превышающем 20 тыс. атм, т.е. на глубинах залегания астеносферного слоя. Это заключение дает основание полагать, что зона зарождения базальтов в астеносферном слое должна быть сложена из пород промежуточного ряда, т.е. пиролит-пикритового состава, так как только такие породы могут быть источниками магм высокоглиноземистого состава.

\* Имеются в виду оливиновые и высокоглиноземистые толеитовые базальты.

Однако не все современные вулканические области характеризуются развитием высокоглиноземистого базальтового вулканизма. Так, например, современный вулканизм в океанических областях отличается образованием нормальных толеитовых и щелочных ассоциаций базальтов. Это дает основание полагать, что магмообразование океанических областей отличается от вулканизма обрамлений континентов иным источником. Этим источником не могут быть породы ультраосновного состава. Имеется несколько причин, исключающих такую возможность. Как отмечают А.Е. Дж. Энгель и Ц.Т. Энгель [189], главным препятствием является изотопное и химическое несоответствие этих пород. Ими показано, что "Крайне низкое среднее содержание калия и натрия в перидотитовых включениях, соответственно 700 и 200 ч.н. млн., и сравнительно высокое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0,704 до 0,712 не согласуется с составом исходной магмы океанических толеитов, перекрывающих окружающее морское дно. Среднее значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для океанических толеитов равно приблизительно 0,702". Кроме того, они отмечают, что "как текстурные, так и изотопные характеристики большинства ультраосновных включений приводят к предположению, что они образовались в виде аккумулятивных слоев в резервуарах и магматических камерах неглубокого заложения либо в океанической коре, либо в самой верхней части мантии". Фрей и Грин [190], исследуя распределение ряда элементов у минералов лерцолитовых включений в базальтах, пришли даже к выводу, что эти включения не только не связаны генетически с магмами, в которых они встречаются, но и имеют достаточно сложную природу, выражающуюся в смешении кристаллических дифференциатов двух стадий плавления вещества мантии.

Источником толеитовых базальтов, согласно рассмотренным выше экспериментальным данным и предложенной схеме эволюции магм, могут быть только высокоглиноземистые составы. Образование толеитов может происходить на глубинах менее 60–65 км или при давлениях ниже 20 тыс. атм. Это заключение дает основание полагать, что верхний слой мантии представлен породами высокоглиноземистого состава типа высокоглиноземистого габбро или их эфлогитовых аналогов, которые после отделения из них толеитов формируют анортозитовую–габбро–анортозитовую кору верхней мантии. Кроме того, открытие глубинных пород типа гроспидитов подтверждает возможность существования высокоглиноземистых пород в верхах верхней мантии. Реликты последней, по-видимому, и обнаруживаются в настоящее время в областях выхода на поверхность древних кристаллических пород. Следует отметить, что переход от ультраосновных пород нижнего слоя к пиролит–пикритовому астеносферы и от него – к верхнему высокоглиноземистому, по-видимому, достаточно постепенный, осложненный реакциями взаимодействия между слоями и образованием эклогитоподобных ассоциаций минералов. Таким образом, химическое и минеральное строение верхней мантии можно представить как трехслойное:

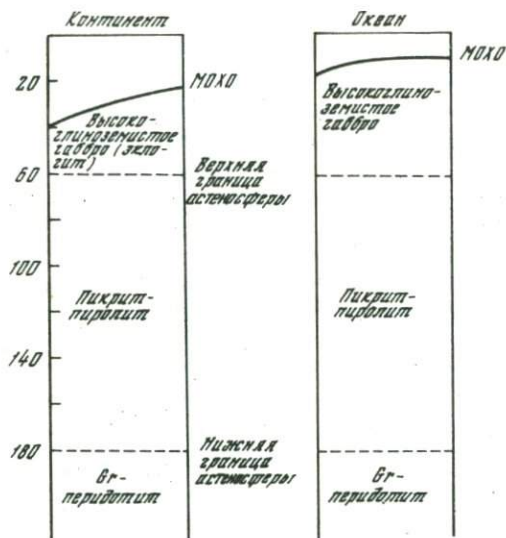


Рис. 67. Разрезы земная кора – верхняя мантия на континентах и океанических областях

Верхний слой – высокоглиноземистое габбро, переходящее в кварц-кианитовый эклогит до глубин 50–70 км ниже границы мохо;

Астеносферный слой – промежуточный состав между ультраосновным и основным – пиролит-пикритовый на глубинах 50 – 200 км;

Нижний слой – гранатовый перидотит (на глубинах более 150 – 200 км, рис. 67).

Предлагаемая схема строения верхней мантии в значительной степени напоминает современное представление о глубинном петрологическом строении Луны. Согласно обобщениям, проведенным Е.Л. Рускол [191] "Лунная кора, сложенная анортозитами, морскими базальтами и подстилающими их анортозитовыми габбро, имеет толщину около 65 км. На больших глубинах, судя по сейсмическим скоростям, залегают ультраосновные породы". Если принять, что у Земли и Луны существовал общий механизм формирования этих тел из одного и того же протовещества и петрология лунных пород зафиксировала докоровый этап формирования этих тел, то при известной разнице в химическом составе пород Земли и Луны, обусловленной дальнейшим развитием на Земле земной коры, сохранились общие черты в петрологии их недр. Как и в предполагаемом строении верхней мантии Земли и Луны существует слой высокоглиноземистых пород до глубин порядка 65 км, которые сменяются с увеличением глубины ультраосновными породами.

Естественно, что процессы выплавления во всех трех слоях приводили к образованию "пустых" остатков, которые в результате тех или иных явлений способны перемещаться или оставаться на

месте своего образования. В верхнем слое к таким породам относятся анортозиты, в астеносферном — дуниты, гарцбургиты и в нижнем — перидотиты. Как следует из схемы эволюции магматических расплавов и приведенных выше доводов авторов работы [189], в качестве твердых дифференциатов могут образоваться также и другие породы: лерцолиты, пироксениты, верлиты, эклогиты. Образование этих пород во многом зависит от степени эволюции на тех или иных уровнях глубин двух основных типов магм: высокоглиноземистых и оливиновых толеитов. Однако не всегда базальтовый магматизм проявляет эволюцию до образования конечных членов магматического ряда. Причины этому могут быть самые различные. Вместе с тем в некоторых регионах эволюция, например, высокоглиноземистого базальтового магматизма проявляется достаточно четко. Так, обсуждая вопрос об особенностях базальтов ареальной зоны Южной Камчатки, А.А. Важеевская [188] заключает, во-первых, "что они сходны с высокоглиноземистыми базальтами других зон", и во-вторых, что "особенностью ареального вулканизма Южной Камчатки является его тесная ассоциация с кислыми пемзами и игнимбритами. Основной и кислый вулканизм здесь совпадает как территориально, так и во времени". В этом природном факте отражается прямое доказательство реальной эволюции высокоглиноземистых магм через средние до кислых, установленное экспериментальным путем и выявленное физико-химическим анализом. Используемый физико-химический метод сравнения на совпадение границ солидусов и совпадение структур ликвидусов в настоящее время является, по-видимому, единственно надежным способом установления генетического родства между различными типами пород. Использование этого метода в настоящем рассмотрении позволило не только установить генетическое родство между основными и кислыми магмами, но и показать невозможность образования щелочных магм из основных путем кристаллизационной дифференциации. Экспериментом и анализом установлено, что процесс разделения толеитовых магм с образованием щелочных возможен только в результате явлений ликвации. В отличие от вывода, который был ранее сделан некоторыми авторами [5, 28] о том, что процесс образования щелочных магм возможен только на больших глубинах, чем это необходимо для образования толеитовых базальтов, установлено, что процесс образования щелочных магм и их дифференциация происходит в самых верхах мантии, на тех же условиях глубин, что и толеитов, но в более высокотемпературных условиях. Этот вывод согласуется с утверждением других авторов [189] о том, что щелочные базальты образуются "в поверхностной системе камера — подводный канал" из базальта толеита. Для утверждения этого вывода указанные авторы приводят и раскрывают ряд убедительных факторов геохимического и петрологического характера. Вместе с тем нельзя согласиться с их выводом о том, что такое разделение происходит только в результате "гравитационной дифференциации" в толеитах. Рассмотренные выше возможные фазовые преобразования

в толеитах свидетельствуют о том, что в толеитовых составах отсутствуют фазовые превращения или реакции между жидкой и твердой фазой, приводящие к образованию магм щелочного типа. Имеющиеся к настоящему времени изотопные характеристики толеитовых и щелочных магм как будто не в состоянии подтвердить возможность образования щелочных магм из толеитовых путем кристаллизационной дифференциации, так, отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  у толеитов, равное 0,702, меньше, чем у щелочных магм, 0,7038–0,7045 [189, 192]. По той же причине щелочные магмы не являются прямыми выплавками из ультраосновного вещества мантии, так как отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  у перидотитов достигает величины 0,712 [189], а у перцолитовых включений из щелочных базальтов – 0,7107 [192]. По-видимому, это обстоятельство побудило высказать авторов работы [193] мысль, о том, что источником щелочных магм в мантии являются тела нефелиновых сиенитов. Однако такой подход не решает вопроса о том, как произошел сам источник щелочных магм.

Экспериментальными исследованиями показано также, что эволюция высокоглиноземистых магм через средние до кислых возможна только при давлениях выше 18–20 тыс. атм, или на глубинах, превышающих 50–60 км. Эта оценка совпадает с оценкой существования магматических очагов с аналогичным магматическим процессом и Ключевской группы вулканов, по данным Г.С. Горшкова [194]. Вместе с тем анализ экспериментальных результатов позволил установить, что не весь кислый магматизм является производным от основных магм. Анализ экспериментальных результатов показал, что образование кислого (гранитного), а не риолитового магматизма возможно и, по-видимому, более реально из метаморфических пород земной коры. При этом кислые породы, образующиеся из основных пород должны отличаться от образующихся из метаморфических.

Все изложенные аспекты о составе и преобразовании вещества мантии и эволюции магматических расплавов рассмотрены с позиций естественного присутствия в них летучих компонентов, которое зафиксировано в них природой. Такой подход, естественно, ограничивает число вариантов дифференциации и преобразований в твердофазных и расплавленных состояниях вещества. Однако природные наблюдения позволяют утверждать, что значительное разбавление природных силикатных систем летучими компонентами присуще только отдельным процессам в геологической деятельности, которые в основной своей массе не затрагивают процессов образования наиболее распространенных магматических пород. Возможность присутствия в породах мантии значительного количества воды или ее составляющих обусловлена устойчивостью гидратированных минералов на больших глубинах. Экспериментальные и термодинамические исследования по серпентинизации пород ультраосновного состава свидетельствуют о том, что процессы гидратации не реализуются на глубинах залегания ультраосновного вещества мантии и присущи только для ультраосновных и основных дифференциатов базальтового магматизма в пределах земной коры.

1. Bowen N.L. The evolution of igneous rocks. — Princ. Univ. Press, 1928, p. 332.
2. Fermor L.L. The relationship of isostasy, earth quakes and vulcanicity to the earth's infra-plutonic shell. — Geol. Mag., 1914, 51, p. 65–67.
3. Holmes A. Some problems of geology in the earth's thermal history. — Geol. Mag., 1927, 64, p. 263–278.
4. Boyd F.R., England J.L. Apparatus for phase-equilibrium measurements at pressures up to 50 kb and temperatures up to 1750°C. — J. Geophys. Res., 1960, 65, p. 741–748.
5. Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965, стр. 168–229.
6. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, стр. 9–77.
7. Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, стр. 78–117.
8. Ито К., Кеннеди Дж.К. Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит-эклогит. — Геохимия, 1972, № 4, стр. 401.
9. Белл Р.М., Девис Б.Т.К. Диаграмма  $T-X$  системы  $Di-Jd$ . — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., "Недра", 1971.
10. Coleman R.G., Lee D.E., Bettym L.B., Brannoch W.W. Eclogites and eclogites. Their differences and similarities. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, 76, p. 483–508.
11. Birch F., Le Compte P.  $T-P$  plane for albite composition. — Amer. J. Sci., 1960, 258, N 3, p. 209.
12. Newton R.C., Smith J.V. Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. — J. Geol., 1967, 75, p. 268.
13. Boettcher A.L., Willie P.J. Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system  $NaAlSiO_4-SiO_2-H_2O$ . — Geochem. Cosmochim. Acta, 1968, 32, p. 999.
14. Newton M.S., Kennedy G.C. Jadeite, analcite, nepheline and albite at high temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1968, 266, p. 728.
15. Куширо И. Сосуществование  $Ne$  и  $En$  при высоких давлениях. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., "Недра", 1971.
16. Kushiro I. Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressure. — Min. Soc. Amer. Spec. Pap., 1969, 2, p. 174.
17. Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
18. Worzel J.L., Shurbet G.L. Gravity interpretations from standart oceanic and continental sections. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, 62, p. 87–100.
19. Drake C.L., Ewing M., Sutton G.H. Continental marquis and geosynclines. — Phys. Chem. Earth., 1959, 3, p. 110–198.

20. Хитаров Н.И., Слудский А.Б., Пугин В.А., Ревин Н.И., Солдатов И.А. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах. — *Геохимия*, 1971, № 9.
21. Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слудский А.Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. — *Геохимия*, 1972, № 4.
22. Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слудский А.Б., Солдатов И.А., Ревин Н.И. Оливиновый толеит, его плавление и эволюция в *P-T* условиях эксперимента. — *Геохимия*, 1972, № 12.
23. Talwani M., Sutton G.H., Worzel J.L. A crystal section across the Puerto Rico trench. — *J. Geophys. Res.*, 1959, 64, p. 1545.
24. Press F. Earth models consistent with geophysical data. — *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1967, 3, p. 767.
25. Green D.H., Ringwood A.E. A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition. — *Geology*, 1972, 80, N 3.
26. Hamilton W. Origin of high-Alumina basalt, andesite and dacite magmas. — *Science*, 1964, 146, N 3644.
27. Бобриевич А.П., Смирнов Т.И., Соболев В.С. О минералогии ксенолитов гроссуляр-пироксен-кианитовых пород (гроспидитов) из кимберлитов Якутии. — *Геология и геофизика*, 1960, № 3.
28. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: *Петрология верхней мантии*. М., "Мир", 1968.
29. Куно Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии. — В кн.: *Земная кора и верхняя мантия*. М., "Мир", 1972.
30. Electron microprobe analyses of lithic fragments and their minerals from Luna 20 fines. — *Special publication*, N 12, UNM Institute of meteoritics, 1973.
31. Девис Б.Т.К. Система *Di-Fe-Py* при 40 кбар. — В кн.: *Экспериментальная петрология и минералогия*. М., "Недра", 1971.
32. Wyllie P.J. Ultramafic rocks and upper mantle. — *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1970, N 3, p. 3-32.
33. Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbar. — *Amer. J. Sci.*, 1967, 265, N 6.
34. Berry M.J., Knopoff L. Structure of upper mantle beneath Western Mediterranean basin. — *J. Geophys. Res.*, 1967, 72, p. 3613-3626.
35. Gutenberg B. Physics of the Earth interior. — *Acad. Press.*, New York, 1959.
36. Бёрч Ф. Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава). — В кн.: *Земная кора и верхняя мантия*. М., "Мир", 1972.
37. Ringwood A.E. Mineralogy of mantle. — In *advances in Earth Science*. Cambridge, 1966, p. 357-399.
38. Green D.H. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water undersaturated conditions. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, 19, N 1.
39. Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressure and high water pressures. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, p. 6023-6029.
40. Lambert I.B., Wyllie P.J. Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. — *Nature*, 1968, 219, p. 1240-1241.
41. Clark S.P., Ringwood A.E. Density distribution and constitution of the mantle. — *Rev. Geophysics*, 1964, 2, p. 36-87.
42. Daly R.A. The outer shells of the Earth. — *Amer. J. Sci.*, 1928, 5th series, 15, p. 108.
43. Yoder H.S. High-low quartz inversion up to 10 kbar. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1950, 31, N 6.

44. Cohen L.H., Klement W. High-low quartz inversion: determination to 35 kbar. — *J. Geoph. Research*, 1967, 72, N 16.
45. Kitahara S., Kennedy G.C. The quartz-coesite transition. — *J. Geophys. Res.*, 1964, 69, N 24.
46. Gutenberg B. Structure of the Earth's crust in the continents. — *Science*, 1950, 111, p. 29.
47. Клосс X. Глубинное зондирование в Западной Европе. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
48. Кутюлин В.А. К вопросу о типах базальтовых магм. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука", 1965.
49. Кутюлин В.А. Петрохимические особенности базальтов разных формаций и некоторые вопросы их петрологии. — В кн.: Проблемы минералогии и генетической петрологии. М., "Наука", 1969.
50. Кутюлин В.А. Роль ассимиляции материала мантии в петрогенезисе базальтов. — *Геология и геофизика*, 1970, № 7.
51. Кутюлин В.А. К вопросу о генезисе базальтов в связи с составом верхней мантии. — *ДАН СССР*, 1971, 198, № 6.
52. Кутюлин В.А., Фролова В.М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии земли. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972.
53. Кутюлин В.А., Фролова В.М. Пироксениты в верхней мантии. — *Геология и геофизика*, 1974, № 2.
54. Reid J.B., Frey F.A. Rare earth distributions in lherzolite and garnet pyroxenite and constitution of the upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1971, 76, N 5.
55. Ringwood A.E. A model for the upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1962, 67, p. 856.
56. Ringwood A.E. The chemical composition and origin of the Earth. — In *advances in Earth Science*, Cambridge, 1966, p. 287–356.
57. Green D.H., Ringwood A.E. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, 3, N 2.
58. Nicholls G.D. Geochemical studies in the ocean as evidence for the composition of the mantle. — In: S.K. Runcorn (ed) *Mantles of the Earth and Terrestrial Planet Interscience*. Publishers New York, 1967, p. 285–304.
59. Green D.H., Ringwood A.E. Mineral assemblages in a model mantle compositions. — *J. Geophys. Res.*, 1963, 68, p. 937.
60. Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas. — *Contrib. Mineral. Petrology*, 1967, 15, p. 103.
61. Mason B. Composition of the Earth. — *Nature*, 1966, 211, p. 616–618.
62. Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. — *Геохимия*, 1961, № 1.
63. Ringwood A.E., Essen E. Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the moon. — *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.*, 1970, 1.
64. Гаст П.В. Химия земных и лунных базальтовых пород. — М., "Наука", 1973.
65. Харт С.Р. Геохимия изотопов при коро-мантийных процессах. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
66. Gast P.W. Limitations on the composition of the upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1960, 65, p. 1285–1297.
67. Gast P.W. Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of Earth's mantle. — *Science*, 1965, 147, N 3660.
68. Hart S.R., Aldrich L.T. Fractionation of K/Rb by amphiboles: implications regarding mantle composition. — *Science*, 1967, 155, N 3760.

69. Паладжян С.А. Петрология гипербазитов и габбро Севанского хребта. Ереван, 1971.
70. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. 1971.
71. Виноградов А.П. К происхождению лунных пород. — *Геохимия*, 1970, № 1.
72. Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-20". — *Геохимия*, 1972, № 7.
73. Wood J.A., Dickey J.S., Marvin U.B., Powell B.N. Lunar anorthosites a geophysical model of the moon. — *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 1970, 1.
74. Wakita H., Schmitt R.A. Lunar anorthosites: rare-earth and other elemental abundances. — *Science*, 1970, 170, p. 964.
75. Гаст П.В., Хаббард Н.Дж. Распределение редкоземельных элементов в лунной пыли и породах из Океана Бурь. — В кн.: *Очерки современной геохимии и аналитической химии*. М., "Наука", 1972.
76. Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. — *Геохимия*, 1972, № 10.
77. Ringwood A.E., Green D.H. Crystallization of plagioclase in lunar basalts and its significance. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, 14, p. 14.
78. O'Hara M.J., Biggar G.M., Richardson S.W., Ford C.E., Jamieson B.G. The nature of seas mascons and the lunar interior in the light of experimental studies-II. — *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1971, 4, N 3.
79. Scoon J.H. Chemical analyses of lunar samples 12040 and 12064. — *Proc. II Lunar Sci. Conf.*, 1971, 2.
80. Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. М., 1973.
81. Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система  $MgO-SiO_2-H_2O$ . — В кн.: *Вопросы физической химии в минералогии и петрографии*. М., "ИЛ", 1950.
82. Scarff C.M., Willie P.J. Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentinite deformation in orogenesis. — *Nature*, 1967, 215, N 5104.
83. Sclar C.B., Carrison L.C. High-pressure reactions and their strength of serpentinitized dunite. — *Science*, 1966, 153, N 3741.
84. Pistorius W.S.T. Some phase relations in the system  $MgO-SiO_2-H_2O$  at high temperatures and pressures. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh*, 1963, 11, p. 283.
85. Kitahara S., Takenouchi S., Kennedy G.C. Phase relations in the system  $MgO-SiO_2-H_2O$  at high temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.*, 1966, 264, N 3.
86. Yoder H.S. System  $MgO-SiO_2-H_2O$ . — In: *Ann. Rep. Director Geophys. Lab.*, Washington, 1967, 65, p. 279.
87. Хитаров Н.И., Леонидов В.Я., Пугин В.А. Процессы серпентинизации и связанные с ними вопросы. — В кн.: *Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования*. Л., "Наука", 1967.
88. Пугин В.А., Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Ревин Н.И., Кусков О.Л. Реакции серпентинизации и десерпентинизации. — *Геохимия*, 1969, № 10.
89. Кусков О.Л., Пугин В.А., Хитаров Н.И. Исследование равновесных превращений в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$  при высоких температурах и давлениях по термодинамическим данным. — *Геохимия*, 1970, № 12.
90. Bennington K.O. Role of shearing stress and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions in the system  $MgO-SiO_2-H_2O$ . — *J. Geol.*, 1956, 64, N 6.
91. Olsen E. Equilibrium calculations in system Mg, Fe, Si, O, H, and Ni. — *Amer. J. Sci.*, 1963, 261, N 10.

92. Kitahara S., Kennedy G.C. The calculated equilibrium curves for some reactions in the system  $MgO-SiO_2-H_2O$  at pressures up to 30 kbar. — Amer. J. Sci., 1967, 265, N 3.
93. Мельник Ю.П. Визначення термодинамічних властивостей серпентину з експериментальних рівноважних даних. — Доповіді АН УРСР, 1968, сер. Б, N 6.
94. Pistorius C.W.T., Sharp W.S. Properties of water. Pt VI. Entropy and Gibbs free energy of water in the range 10–1000°C and 1–250 kbar. — Amer. J. Sci., 1960, 258, N 10.
95. King E.G., Barany R., Weller W.W., Pankratz L. Thermodynamic properties of forsterite and serpentine. — U.S. Bur. Mines. Rept. Invest., 1967, N 6962.
96. Johannes W. Experimental investigation of the reaction  $For + H_2O = Srp + V$ . — Contribs. Mineral. Petrol., 1968, 19, N 4.
97. Ходзимо С., Масуми У. Область стабільності хризотила при високому тиску і високій температурі. — Р.Ж.хим., 1970, 2Б825.
98. Скрейнмакерс Ф.А. Нонвариантні, моноваріантні і диваріантні рівноваги. М., ИЛ, 1948.
99. Маракушев А.А. Термодинаміка метаморфическої гідратації мінералів. М., "Наука", 1968.
100. Дир У.А., Хауі Р.А., Зусман Дж. Серпентини. — В кн.: Пороодообразуючі мінерали. М., "Мир", 1966.
101. Page N.J. Chemical differences among the serpentine 2 "polymorphes". — Amer. Mineral., 1968, 53, N 1-2.
102. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
103. Midgley H.G. A serpentine mineral from Kennack Cove, Lizard, Cornwall. — Min. Mag., 1951, 29, N 212.
104. Пугин В.А., Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Девейлитизация — глубинный процесс изменения ультраосновных пород. — Геохимия, 1971, N 7.
105. Lapham D.M. New date an deweylite. — Amer. Min., 1961, 46, N 1-2.
106. Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. — Международ. геол. конгресс, 21 сессия. Доклады сов. геологов, М., Изд-во АН СССР, 1960.
107. Hostetler P.B., Coleman R.G., Mumpton F.A., Evans B.W. Brucite in alpine serpentinites. — Amer. Min., 1966, 51, N 1-2.
108. Releigh C.B., Paterson M.S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. — J. Geoph. Res., 1965, 70, N 16.
109. Scarff C.M., Wyllie P.J. Experimental redetermination of the upper stability limit of serpentine to 3 kbar pressure. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, 48, p. 225.
110. Turner F.J., VerHoogen J. Igneous and metamorphic petrology. New York, 1960.
111. Thayer T.P. Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process. — Amer. Min., 1966, 51, N 5-6.
112. Артемов В.Р., Чернорук С.Г., Шитов В.А., Дубик О.Ю. Опыт искусственной серпентинизации перидотита. — Зап. Всес. мин. об-ва, Сер. II, 1968, ч. 97, вып. 6.
113. Корыткова Э.Н., Макарова Г.А. Экспериментальное изучение процесса серпентинизации оливина. — ДАН СССР, 1971, 196, N 4.
114. Daly I.W. Paragenesis of the mineral assemblage at Crestmore, Reverside County, California. — Amer. Min., 1935, 20, p. 650.
115. Hesse H.H. The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaquez serpentinized peridotite. — NAS-NRC, Pub. 1188, 1964.

116. Lapham D.M. Spinel-orthopyroxene compositions and their bearing on the origin of the serpentinite near Mayaquez, Puerto Rico. – NAS-NRC, Pub. 1188, 1964.
117. Артемов В.Р. Серпентины и типы серпентинизации. Ленинград, 1970.
118. Speakman K., Majumdar A.J. Synthetic "deweylite". – *Min. Mag.*, 1971, 38, N 294.
119. Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субсерпентина" в альпинотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение (на примере Малого Кавказа). – *Сов. геология*, 1971, № 9.
120. Green D.H. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. – *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, 3.
121. MacDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. – *J. Petrology*, 1964, 5, p. 82–133.
122. Poldervaart A. Aspects of basalt petrology. – *J. Geol. Soc. India*, 1962, 3, p. 14.
123. Kuno H. High-alumina basalt. – *J. Petrology*, 1960, 1, N 2.
124. Kuno H. Differentiation of basalt magma. – In: *Basalts*, 2. New York, Intersci. Publ., 1968.
125. Rittmann A. Determination of a serial index of volcanic rocks. – *Meet. Intern. Assoc. Volcanol.*, Toronto, 1957.
126. Gottini V. Nuovo metodo di calcolo petrochimico per distinguere i magmi anatectice cristali da quelli provenienti dal mantello superiore. – *Boll. Accad. Gioenia, Catania, Ser. IV*, 1969, 9, p. 509–618.
127. Rittmann A. The probable origin of High alumina basalts. – In *Volcanoes and their Roots*. Oxford, England, Sept., 1969.
128. Murata K.J. A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks. – *Amer. J. Sci.*, 1960, 258A, p. 247–252.
129. Harris P. G. Zone refining and the origin of potassic basalts. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1957, 12, N 3.
130. Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, 76, N 7.
131. O'Hara M.J. Melting of garnet peridotite end eclogite at 30 kbar. – *Carnegie Inst., Washington, Year Book*, 1963, 62, p. 71.
132. O'Hara M.J. The Join diopside-pyropite at 30 kbar. – *Carnegie Inst., Washington, Year Book*, 1963, 62, p. 116.
133. Davis B.T.C., Schairer J.F. Melting relations in the join diopside-forsterite-pyropite at 40 kbar and one atmosphere. – *Carnegie Inst., Washington, Year Book*, 1965, 62, p. 119.
134. O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. – *Earth Sci. Rev.*, 1968, 4, N 2.
135. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. – В кн.: *Петрология верхней мантии*. М., "Мир", 1968.
136. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. – В кн.: *Петрология верхней мантии*. М., "Мир", 1968.
137. Green T.H. High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite. – *Canadian J. Earth Sci.*, 1969, 6, N 3.
138. Шарков Е.В. Исходные расплавы габбро-анортозитовых комплексов докембрия Балтийского щита. – В кн.: *Проблемы докембрийского магматизма*. Л., "Наука", 1974.
139. Коэн Л.Х., Ито К., Кеннеди Дж.К. Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. – В кн.: *Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований*. Л., "Недра", 1970.

140. Vries R.C. The system  $Al_2SiO_5$  at high temperatures and pressures. — Amer. Ceram. Soc., 1964, 47, N 5.
141. Hariya J., Kennedy G.C. Equilibrium study of anorthite under pressure and high temperature. — Amer. J. Sci., 1968, 266, N 3.
142. Weyl W.A. Nucleation, crystallisation and glass formation. — Sprechsal für glass-emal-keramic, 1960, 93, N 6.
143. Boyd F.R., England J.L. Effect of pressure on the melting of diopside and albite in the range up to 50 kbar. — J. Geophys. Res., 1963, 68, N 1.
144. Kushiro I., Yoder H.S., Nishikawa M. Effect of water on the melting of enstatite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, 79, N 12.
145. Nicholls J.A., Ringwood A.E. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silicasaturated magmas in the Island-arc environment. — J. Geology, 1973, 81, N 3.
146. Хитаров Н.И., Пугин В.А., Солдатов И.А., Шевалеевский И.Д. Ликвация в оливиновом толеите (экспериментальные данные). — Геохимия, 1973, № 12.
147. Roedder E., Weiblen P.W. Petrology of silicate melt inclusions. — Proc. II Lunar Sci. Conf., 1971, 1, p. 507.
148. Massion P.J., Koster van Groos A.F. Liquid immiscibility in silicates. — Nature Physical Sci., 1973, 245, p. 60.
149. Пугин В.А., Солдатов И.А. Плавление оливинового нефелинита в P-T условиях. — Геохимия, 1974, № 12.
150. Bultitude B.J., Green D.H. Highly undersaturated rocks in upper mantle conditions. — Nature, 1970, 226, N 5247.
151. Хитаров Н.И., Пугин В.А., Ревин Н.И., Солдатов И.А. Плавление гранита по данным электропроводности в условиях высоких давлений и температур. — Геохимия, 1975, № 4.
152. Watanabe H. Measurements of electrical conductivity under high pressures. — Contributions, Geophys. Inst., Kyoto Univer., 1972, N 12.
153. Smith J.R. The optical properties of heated plagioclases. — Amer. Min., 1958, 43, p. 1179.
154. Brawn W.L. Lattice changes in heat-treated plagioclases the existence of monoalbite at room temperature. — Zeit. Krist., 1966, 113, p. 297.
155. Schairer J.F. Phase transformations in polycomponent silicate system, — In: Phase transformations in solids. New York, 1951.
156. Boyd F.R., England J.L. Effect of pressure on the melting of diopside and albite in the range up to 50 kbar. — J. Geophys. Res., 1963, 68, N 1.
157. Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б. Влияние давления на температуру плавления альбита и базальта (по данным измерения электропроводности). — Геохимия, 1965, № 12.
158. Пугин В.А., Солдатов И.А. Плавление и кристаллизация альбита под давлением до 10 тыс. атм. — Геохимия, 1973, № 9.
159. Bowen W.L. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. — Amer. J. Sci., 1913, 35, N 4.
160. Пугин В.А., Солдатов И.А. Инконгруэнтное плавление кислых плагиоклазов в условиях повышенных давлений. — Геохимия, 1976, № 12.
161. Линдслей Д.Х. Диаграмма плавкости плагиоклаза при высоких давлениях. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., "Недра", 1971.
162. Khitarov N.I., Slutsky A.B., Pugin V.A. Electrical conductivity of basalts at high T-P and phase transitions under upper mantle conditions. — Phys. Earth Plan. Inter., 1970, 3.
163. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., "Наука", 1973.

164. Жариков В.А., Иванов И.Н., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочно-земельной серии при давлении 35 кбар. — ДАН СССР, 1974, 219, № 2.
165. Жариков В.А., Иванов И.П., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при 45 кбар. — ДАН СССР, 1975, 220, № 4.
166. Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлении 25–45 кбар. Черноголовка, 1975.
167. Ito K., Kennedy G.C. The composition of liquids by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. — *J. Geology*, 1974, 82, p. 383–392.
168. Shand S.J. The lavas of Mauritius Quar. — *J. Geol. Soc.*, 1933, 89, N 1.
169. Barth T.F.W. The crystallization process of basalt. — *Amer. J. Sci.*, 1936, 5th ser., 31, p. 321.
170. Upton B.G.J. Melting experiments an Chilled gabbros and syeno-gabbros. — *Carnegie Inst., Year Book*, 70, 1971.
171. Roedder E., Weiblen P.W. Lunar petrology of silicate melt inclusions Apollo 11 rocks. — *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.*, 1971, 1, p. 801.
172. Lacey E.D. Twenty-third. — In: *Int. Geol. Cong. Proc.*, 1968, 6, p. 251.
173. Irvine T.N. The silica immiscibility effect magmas. — *Carnegie Inst., Washington, Year Book*, 1975, 74.
174. Cowthorn R.G., Strong D.F., Brown P.A. Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas. — *Nature*, 1976, 259, p. 102.
175. Bowen N.L. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1945, 243 A, N 2.
176. Baily D.K. Experimental petrology relating to oversaturated peralkaline volcanics: a review. — *Bull. Volcanol.*, 1974, 38, p. 637–652.
177. Martin R.F. Role of water in pantellerite genesis. — *Bull. Volcanol.*, 1974, 38, N 3, p. 666–679.
178. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Ленинград, 1974.
179. Хитаров Н.И., Пугин В.А. Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления. — *Геохимия*, 1962, № 4.
180. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971.
181. Кадик А.А., Хитаров Н.И. Условия термодинамического равновесия силикатный расплав–вода. — *Геохимия*, 1963, № 10.
182. Boettcher A.L., Willie P.J. Hydrothermal melting curves in silicate-water system at pressure greter then 10 kbar. — *Nature*, 1967, 216, N 11.
183. Boettcher A.L., Willie P.J. Phase relationships in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  to 35 kbar pressure. — *Amer. J. Sci.*, 1969, 267, p. 875–909.
184. Boettcher A.L., Willie P.J. Melting of granite wich excess water to 30 kbar pressure. — *J. Geol.*, 1968, 76, N 2, p. 235–244.
185. Лебедев Е.Б. Физико-химические характеристики расплава гранита по данным электропроводности. — В кн.: *Геохимические исследования в области повышенных температур и давлений*. М., "Наука", 1965.
186. Lambert I.B., Wyllie P.J. Melting in the deep crust and upper mantle and the nature of the low velocity layer. — *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, 3.
187. Кадик А.А. Влияние дегазации основных магм на режим воды и углекислоты в коре и верхней мантии. — В кн.: *Геодинамические исследования*. М., "Наука", 1975, стр. 67–85.
188. Важеевская А.А. Базальты ареальных зон Камчатки. Владивосток, 1972.

189. Энгель А.Е.Дж., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М., "Наука", 1968.
190. Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, 38, N 7.
191. Рускол Е.Л. Происхождение Луны. М., "Наука", 1975.
192. Dasch E.J., Green D.H. Strontion isotope geochemistry of lherzolite inclusions and host basaltic rocks, Victoria, Australia. — *Amer. J. Sci.*, 1975, 275, N 4.
193. Green D.H., Edgar A.D., Beasley P., Kiss E., Waren G. Upper mantle source for some hawaiites, mujierites and benmoreites. — *Contribs. Min. Petrol.*, 1974, 48, N 1.
194. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — *ДАН СССР*, 1965, 106, № 4, стр. 703–705.

# СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Глава I	
ВЕЩЕСТВО ВЕРХНЕЙ МАНТИИ . . . . .	7
Вещество мантии по данным петрологии	
Эклогитовая мантия . . . . .	7
Гранат-перидотитовая мантия . . . . .	8
Пироксениты в верхней мантии . . . . .	18
Гипотетический состав мантии . . . . .	26
Состав мантии по данным геохимии . . . . .	27
Преобразования в веществе верхней мантии . . . . .	29
Экспериментальное исследование реакций серпентинизации и десерпентинизации . . . . .	38
Термодинамические исследования реакций серпентинизации и десерпентинизации . . . . .	41
Преобразования в минералах серпентина под действием высоких давлений . . . . .	45
Серпентинизация в природном процессе . . . . .	51
. . . . .	56
Глава II	
ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ . . . . .	63
Происхождение базальтовых магм по данным петрохимии . . . . .	65
Происхождение базальтовых магм по данным экспериментальных исследований . . . . .	70
Экспериментальные исследования базальтовых магм . . . . .	71
Экспериментальные исследования толеитов, оливинового нефелинита, гранита и кислых плагиоклазов . . . . .	78
Образцы пород, использованных в экспериментальном исследовании . . . . .	78
Высокоглиноземистый толеит . . . . .	80
Кварцевый толеит . . . . .	91
Оливиновый толеит . . . . .	97
Ликвация в оливиновом толеите . . . . .	105
Оливиновый нефелинит . . . . .	113
Гранит . . . . .	116
Альбит и кислые плагиоклазы . . . . .	119
Схема эволюции магматических расплавов . . . . .	127

Глава III

<b>ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАВЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ . . . . .</b>	<b>132</b>
Характеристика границ ликвидуса и солидуса . . . . .	132
Фазовые превращения в базальтах . . . . .	143
Переход от основных базальтов к щелочным . . . . .	144
Превращения базальтовых магм в кислые . . . . .	150
Плавление пород в присутствии воды . . . . .	155
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .</b>	<b>159</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА . . . . .</b>	<b>165</b>

*Владимир Алексеевич Пугин,  
Николай Иванович Хитаров*

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ  
ГЛУБИННОГО МАГМАТИЗМА**

*Утверждено к печати  
Ордена Ленина Институтом геохимии  
и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского.*

Редактор издательства *И.А. Клинцева*  
Художественный редактор *И.К. Капралова*  
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 7117

Подписано к печати 07.09.78 г. Т — 14077  
Усл. печ. л. 11,0 + вкл. 0,3, Уч.-изд. л. 12,0  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 900 экз. Тип. зак. 472.  
Цена 1 р. 90 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 90 к.

2771