

А.Ф. БЕЛОУСОВ  
А.П. КРИВЕНКО

**Магмогенез  
вулканических  
формаций**



*Д. Кузнецов*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

173

Выпуск 547

А. Ф. БЕЛОУСОВ, А. П. КРИВЕНКО

# МАГМОГЕНЕЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Ответственный редактор акад. Ю. А. КУЗНЕЦОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск-1983



**А. Ф. Белоусов, А. П. Кривенко. Магмогенез  
вулканических формаций. — Новосибирск: Наука, 1983.**

В монографии обсуждается генезис ассоциаций вулканических пород с точки зрения факторов, контролирующих образование магматических расплавов и создающих разнообразие составов ассоциаций. Интерпретируются статистические закономерности петрохимии вулканитов, выявленные на планетарных выборках, с учетом накопленного экспериментального материала по силикатным системам при разных давлениях, различном содержании и составе летучих и т. д. Детально рассмотрена фракционная роль меняющихся фазовых отношений при выплавлении и частичной кристаллизации силикатных вулканических магм всех групп — пикритоидных, базальтоидной, трахитоидной, риолитоидной. Анализируются общегеологические предпосылки, влияющие на состав вулканических формаций (распределение магмообразующих пород, степень зрелости литосферного профиля, положение фронта магмообразования).

В работе развивается актуальный формационно-петрологический подход к построению общей петрологической модели магматизма.

Монография представляет интерес для геологов и петрографов, занимающихся изучением магматических пород.

Ил. 59, табл. 7, библиогр. 493.

## ВВЕДЕНИЕ

Эта книга посвящена магмогенетическому истолкованию статистических закономерностей состава вулканических ассоциаций. Исходные петрохимические данные содержатся в ранее вышедшей обзорной монографии «Вулканические формации» [Белоусов и др., 1982].

Мы рассматриваем магмогенез в плане формационной петрологии, применительно к вулканическим ассоциациям (формациям) и их крупным естественным составляющим — породным группам. Формационная петрология методологически и содержательно находится в стадии становления. Петрологические исследования по вулканитам касаются обычно отдельных разновидностей либо классов пород и магм. В основном они посвящены базальтоидам, чаще всего базальтам, гораздо меньше публикаций по вулканитам кислого состава, еще меньше — по трахитоидам и карбонатитам. В последние годы появилось значительное число работ по породам группы мелапикритоидов (кимберлиты, коматииты). Однако внимание исследователей не привлек магмогенез субмелапикритоидов — группы пород, промежуточной между мелапикритоидами и базальтами. Мы пытаемся уяснить магмогенетические особенности каждой группы (кроме карбонатитов). Нас будут интересовать не столько составы пород в пробах, сколько статистические показатели для совокупностей пород в рамках региональных вулканических комплексов (петрохимические средние, параметры вариаций состава, корреляционные параметры). Учитываются статистические зависимости между средними. Статистические показатели по глобальным выборкам региональных ассоциаций используются впервые.

При формационном магмогенетическом анализе, в отличие от анализа отдельной разновидности или узкого класса пород, нельзя ограничиться учетом только фазовых и вообще физико-химических соотношений. Здесь принципиально необходимо использовать геологические предпосылки — геодинамические, структурно-тектонические, историко-геологические. Без их учета трудно или невозможно понять многие особенности состава вулканических формаций — чередование породных групп, их относительные объемы, петрохимическую сопряженность и т. п. Этим факторам уделено внимание в основном в гл. 1, где рассмотрена магмо- и породообразующая система вулканической ассоциации в целом, а также в гл. 5, 7.

Магмогенетическое истолкование (химизма вулканических пород, породных групп и ассоциаций) состоит в выяснении обстановки магматического фракционирования — процесса перераспределения вещества с участием расплава. Для этого на основе эмпирических и теоретических предпосылок формулируются магмогенетические модели с определенными

петрохимическими следствиями, затем выясняется, согласуются ли эти следствия с петрохимическим материалом. В противном случае подыскивается модель, отвечающая наблюдаемым петрохимическим соотношениям. На таких моделях построены гл. 3—7.

Основное внимание в нашей работе уделено расшифровке фазовых отношений при выплавке и фракционировании магм, так как минеральный состав исходных и вмещающих пород и кристаллов в магме определяет ход фракционирования в самых существенных чертах. Учитывается роль флюидных добавок. Обзору фазовых отношений и роли флюидов посвящена гл. 2.

Петрохимические расчеты и дополнительные статистические вычисления, использованные в книге, сделаны в основном З. Г. Поляковой.

Авторы благодарны ныне покойному академику Ю. А. Кузнецову за идейную и организационную поддержку работы.

### СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Аб — альбит	Лц — лейцит
Ам — амфибол	Ма — магнезит
Ан — анортит	Мт — магнетит
Бг — бета-глинозем	Не — нефелин
Би — биотит	Ншп — натриевый полевой шпат
Г — газ	Ол — оливин
Гд — геденбергит	Оп — ортопироксен
Гр — гранат	Ор — ортоклаз
Ди — диоксид	П — парогазовая фаза
Жд — жадеит	Пж — пижонит
Ил — ильменит	Пи — пироп
Ка — карбонат	Пл — плагиоклаз
Кб — кристобалит	Пш — полевой шпат
Кв — кварц	Р — расплав
Кг — карнегиит	Ро — роговая обманка
Кд — корунд	Ру — рутил
Кнш — калиево-натриевый полевой шпат	Са — санидин
Ко — коэсит	Сл — слюда
Кп — клинопироксен	Тр — тридимит
Кшп — калиевый полевой шпат	Фл — флогопит
Кр — кремнезем	Фо — форстерит
Кс — кальсилит	Цо — цоизит
	Шп — шпинель
	Эн — энстатит

# Глава 1

## ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И СТАДИИ МАГМОГЕНЕЗА

Многообразие факторов формирования разных типов магматических пород и ассоциаций требует разработки системной схемы, в которой эти факторы и их взаимодействие были бы упорядочены. Схема, представленная на рис. 1, дает основу для обзора фактических данных и существующих гипотез по петрологии вулканических образований. Она помогает рассмотреть разные структурно-вещественные составляющие, стадии, условия магмо- и породообразования в увязке и соотенке друг с другом, в том числе и те, роль которых проблематична.

*Магматический цикл* — совокупность процессов от начала выплавления некоторой серии магм до конца становления серии пород. В петрологических моделях цикл формирования самостоятельной магматической ассоциации обычно рассматривается как моноциклическая последовательность с т а д и й выплавления, сегрегации, подъема, кристаллизации магм. Однако в природных магматических системах следует учитывать возможность полициклического формирования магматического комплекса — кристаллизации и затем реоморфизма закристаллизованных порций магмы в местах сегрегации и подъема. Известны повторное плавление застывших лав в жерлах вулканов, переплавление гранитоидных родственных включений в кислых лавах и т. д.

На рис. 1 зоны магмо- и породообразования, выделенные по преобладающим процессам, показаны обобщенно. Границы между ними условны.

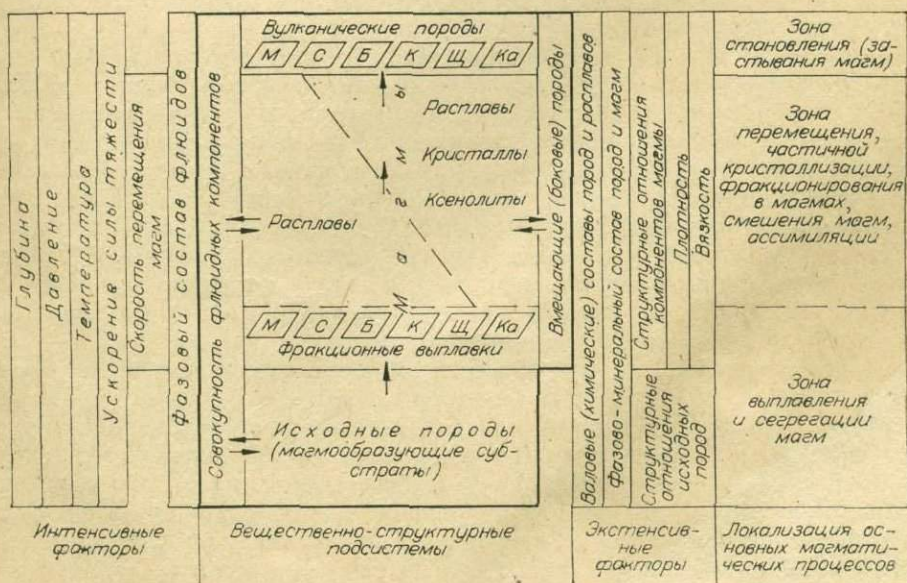


Рис. 1. Магмо- и породообразующая система лавовых пород.

Группы магм и пород: М — меланокритовидная, С — субмеланокритовидная, Б — базальтоидная, К — кислая (риолитовидная), Щ — щелочнощелочная (трахитоидная), Ка — карбонатитовая. Стрелки указывают направление потоков вещества.

Интересующее нас фракционирование вулканических магм следует подробнее рассмотреть для стадий выплавления и частичной кристаллизации на глубине, хотя в какой-то мере оно возможно и на стадии становления пород (которая протекает в субвулканической и эффузивной фациях в основном в режиме, близком к закалке).

Магматическое фракционирование (или магматическую дифференциацию) целесообразно понимать как всю совокупность процессов перераспределения вещества, охватывающих выплавление (подсистема расплав — кристаллический остаток) и кристаллизацию магмы (подсистема кристаллы — остаточный расплав).

В настоящее время общепризнана важная роль процесса выплавки в создании разнообразия магматических пород.

Экспериментально показано, что возможно образование при частичном плавлении силикатных смесей выплавок, которые отвечают практически любым составам известных лавовых пород. Можно считать, что фракционирование при плавлении дает широкий спектр составов магм, порождая при этом разнообразные остаточные породы (реститы). Это не снимает, конечно, актуального вопроса о том, в какой мере спектр первичных магм преобразуется на последующих стадиях.

Термин фракционирование магмы целесообразно закрепить за подсовокупностью процессов перераспределения в магме после ее выплавки и сегрегации в очаги. Этот термин при анализе фракционного процесса целесообразно использовать лишь в случаях, когда имеется состоятельное предположение о составе магмы в глубинных очагах и обоснованная модель конкретных факторов фракционирования магмы.

Чрезвычайная сложность проблемы фракционирования в очагах магм показана в недавнем обзоре [O'Hara, Matthews, 1981], где рассмотрено несколько десятков факторов, влияющих на конечный состав магм. Лишь «сняв» каким-то образом это влияние, можно подойти к решению вопроса о начальных составах магм и их источниках.

Состав магмопроизводящих субстратов (глубинных пород) на входе магматической системы удается представить по ксенолитам и ксенокристаллам в магме (принадлежность этих отторженцев именно к породам субстрата данной магмы, к сожалению, редко может быть установлена), а чаще по химическому составу изверженных пород, по результатам плавления и кристаллизации экспериментальных силикатных систем, иногда ориентировочно по геофизическим данным.

В последние 15—20 лет в магматической петрологии все больше уясняется неоднородность магмопроизводящих пород, в том числе в верхней мантии. Неоднородность считается неизбежной в дедуктивных планетологических моделях (мантийные неоднородности — планетезимали размером до нескольких километров в модели гомогенной аккреции [Рингвуд, 1981]; вертикальные и горизонтальные неоднородности в модели частично расплавленной мантии [Hofmann, Hart, 1975]). Пиролит, предложенный А. Рингвудом вначале как гипотетический универсальный субстрат узкого (по главным компонентам) состава для выплавки разнообразных фемических магм, теперь рассматривается как набор разных составов; допускаются другие источники фемических магм.

Прямо указывают на разнородность состава верхнемантийных пород [Н. В. Соболев, 1974, 1981; и др.] их ксенолиты в базальтах и пикритах. После первых работ, в которых принималось представление об участии широкого набора глубинных пород в выплавке базальтоидных и других магм [В. С. Соболев, 1973; Н. В. Соболев, 1974; и др.], оно получило распространение, и его можно положить в основу обобщенной модели магмообразующих систем. Односубстратный случай, по-видимому, следует рассматривать лишь как частный или как крайнее упрощение. Представление о магмопроизводящих субстратах отражает общегеологическую позицию петролога. Модели однородного мантийного субстрата ни в какой форме не учитывают его сложную предысторию; само по себе признание последней предполагает разнородность глубинных пород.

Магмопроизводящие породы могут иметь разные источники: погружение и метаморфизм осадочных продуктов в коре (субстраты для выплавки кислых магм), погружение пород нижней коры на верхнемантийные уровни (субстраты для образования лейкобазальтоидных и некоторых кислых магм), метасоматоз коровых и верхнемантийных пород под влиянием эндогенных флюидов (субстраты для генерации некоторых кислых, щелочномафических, высококальциевых щелочносалических магм), магматическое фракционирование в мантии и коре в предыдущих магматических циклах (субстраты для выплавки магм разного состава) и т. д.

Метасоматоз мантийных пород, приводящий к образованию макроучастков, обогащенных относительно легкоплавкими компонентами и флюидами, оживленно обсуждается в последние годы [Lloyd, Bailey, 1975; Menzies, Murthy, 1980; Boettcher, O'Neil, 1980; Wass, Rogers, 1980; Windom, Boettcher, 1980; Wilshire, 1981]. Интересен вывод о метасоматическом обогащении натрием самых верхов верхней мантии (в низах зоны устойчивости плагиоклаза) и калием более глубоких ее горизонтов (с флогопитом, санидином, кальсилитом) за счет высадки низкоплотностных щелочных алюмосиликатов из гидротермального флюида, поднимающегося в область пониженного давления [Рябчиков, 1982].

Правомерной общегеологической предпосылкой обобщенной модели магмогенеза является сложная (полициклическая) предыстория магмообразующих пород. Эта предпосылка уже используется во многих отечественных и зарубежных работах по магматизму. Исходя из предположения о неоднородности субстрата, можно представить глубинные породы, как угодно приближающиеся по валовому (химическому) составу к разным типам магм и способные дать эти магмы не только при ограниченном, но и при продвинутом и полном плавлении.

Проблема фемических и кислых магм в последние 20—25 лет решается в основном исходя из посылки о резком различии между магмообразующими породами верхней мантии и коры; ее формулируют обычно как проблему мантийных и коровых магм. В гранитоидно-гнейсовом этаже коры преобладают массы пород, благоприятные для кислых выплавок. В верхах мантии обогащенные базитовыми компонентами относительно легкоплавкие породы правомерно рассматривать согласно общепринятым представлениям как подчиненные высокомагнезиальным ультрамафическим породам. Последние, судя по редкости дунитов и некоторым другим признакам, — в основном реститы, остатки от предыдущих циклов плавления. Наблюдаемое распределение составов глубинных ксенолитов дает повод для заниженных оценок доли пород повышенной плавкости (пироксенитов, эцлогитов и т. п.) в верхней мантии [Кутолин, Агафонов, 1978; и др.].

Вертикальную зональность составов магмообразующих субстратов не следует сводить только к упрощенной схеме мантия — кора с резкой границей между ними по составу. Новейшие геофизические данные лучше согласуются не с классической слоистой моделью верхняя мантия — раздел Мохо — «базитовый слой» — раздел Конрада — «гранитный слой», а со слоисто-блоковой моделью с переходными зонами [Сейсмические модели..., 1980; Резанов, 1980; Балеста, 1981]. Есть основания предполагать постепенное вырождение сверху вниз сначала субкислых масс, затем пород, благоприятных для выплавки щелочносалических, затем лейкобазальтоидных и базальтовых магм.

Диапазон химических составов магмообразующих пород определяет набор пороодообразующих минералов субстрата (например, присутствие или отсутствие оливина или свободного кремнезема при высоких давлениях). Набор минералов существенно контролирует распределение компонентов между выплавкой и реститом и состав выплавки.

Строение зоны плавления магм можно детализированно представить пока лишь для кислых магм, по данным изучения гнейсово-мигматитовых толщ. Частичное представление о структурной обстановке плавления пикритоидов из мантийного перидотита может дать анализ строения ультраосновных протрузий [Dickey, 1970; Menzies, 1973; Capedri e. a., 1977;

Malpas, 1978; MacGregor, Basu, 1979]. Данные по ксенолитам габброидного и амфиболитового состава из лейкобазальтоидов [Федорченко, Родионова, 1975; Масуренков, 1979; Кутыев, Шарапов, 1979] позволяют предполагать, что верхи зоны базальтоидного магмообразования иногда имеют структуру, сходную с таковой в гнейсово-мигматитовых комплексах. В основном же для магм базальтоидных, а также щелочносалических и карбонатитовых строение зон выплавки и сегрегации не ясно.

В качестве обобщенной структурно-геологической схемы распределения глубинных пород, благоприятных для выплавки магм, конструктивной представляется «коронарная» модель магмообразующих субстратов — комбинация тел разной формы (слоевидных, жилообразных, штоковидных и т. д.) среди менее благоприятных для магмогенеза пород. Коронарная модель была применена при интерпретации базальтоидного магматизма в ряде работ [Белоусов, 1970, 1974, 1976; Абрамович, Клущим, 1978]. Сходные представления о системе тел уклоняющегося к базитат составу среди перидотитов верхней мантии используют зарубежные петрологи [Coats, 1962; Wyllie, 1970; Wood, 1979a, 1981; Irving, 1980; и др.]. Недавно введен термин *veined upper mantle* — «рассеченная жилами верхняя мантия» [Wood, 1979a].

Представление о коронарной системе магмообразующих субстратов приложимо при обсуждении источников в верхней мантии и низах коры для салических, карбонатитовых, базальтоидных и некоторых классов пикритоидных магм (калиевых, высокотитанистых, повышеножелезистых и т. п.). Коронарная система с закономерными особенностями пространственного распределения магмообразующих пород позволяет подойти к объяснению больших объемов базальтоидных и салических магм в ассоциациях с геологически малой длительностью формирования; предпочтительной последовательности появления разных породных групп в вулканическом цикле; унаследованности некоторых черт состава разновременными магматическими ассоциациями в одной и той же региональной зоне.

В последние годы предложен ряд слоистых моделей верхней мантии с выделением различных по валовому составу этажей пород. Модели эти, к сожалению, исключают друг друга настолько, что пока трудно говорить не только о согласованном, но хотя бы предпочтительном варианте решения вопроса о вертикальной зональности составов. Возможно, что от нижних горизонтов верхней мантии к ее верхам растет доля как базитовых и тяготеющих к ним магматических фракционатов, так и крайне мафических, высокомагнезиальных остатков от плавления и продуктов отсадки кристаллов (гардбургиты, дуниты). Это может быть в значительной мере следствием частичного плавления при декомпрессии поднимающихся крупных мантийных масс. Если это так, то, видимо, глубокие горизонты верхней мантии монотоннее по составу, чем верхние (например, состоят в основном из лерцолитов). Верхние магомпроизводящие горизонты верхней мантии, вероятно, более контрастны.

По условиям плавкости пикритоиды могут образовываться из подходящих по составу пород в принципе только в окружении ультрабазитов, базальтоиды — в окружении базитов и ультрабазитов, трахитоиды — среди щелочносалических пород, базитов и ультрабазитов, риолитоиды — среди тех же пород и гранитоидов (имеется в виду состав окружающих плутонических и метаморфических масс).

Нам кажется весьма важным постепенно складывающееся в петрологии и геотектонике представление о степени зрелости литосферного профиля. Почти очевидно, что степень зрелости литосферного профиля наиболее высока в областях древних платформ и наиболее низка в зонах срединно-океанических хребтов, для которых теперь широко признаны проявления мощной деструкции (спрединг, разбавление пород коры более примитивными новообразованиями).

В геолого-тектоническом ряду от открытого океана к древним материковым платформам повышению зрелости литосферного профиля способствуют конструктивные, или аккреционные, процессы верхов мантии и

Рис. 2. Приблизительные границы устойчивости барофильных высокоглиноземистых минералов для пород базитового и ультрабазитовых составов при температурах сухого солидуса или вблизи его.

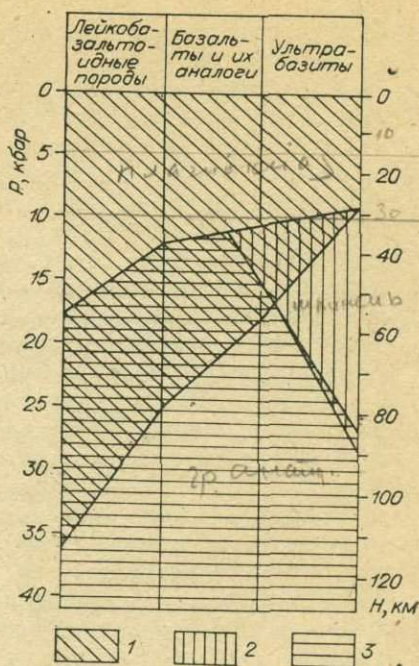
Зоны устойчивости плагноклаза (1), высокоглиноземистой шпинели (2), граната (3).

коры (накопление, скучивание), а снижение зрелости (омоложению, примитивизации) в сторону океана — деструктивные. Степень зрелости литосферного профиля отражает геологическую предысторию области и определяет набор магнемопроизводящих пород. С учетом этих соображений ясно, что литосферный профиль материковых областей в общем должен быть обогащен породами, благоприятными для выплавки салических магм и базальтоидных магм повышенной лейкократовости и калиевости, а литосферный профиль океанических областей обеднен ими. В соответствие со степенью зрелости литосферного профиля разных типов областей можно доставить многие особенности состава вулканических формаций.

Крайне важен для понимания магнемогенеза (особенно истолкования химизма магм) фазово-минеральный состав магнемопроизводящих и вмещающих глубинных пород. Задачи магматической петрологии значительно стимулируют изучение минералогии глубинных масс в коре и верхней мантии. Важные результаты получены в экспериментах по плавлению и кристаллизации систем, приближенных к магнемообразующим, и при изучении природных высокобарических минералов из метаморфических и магматических пород.

К настоящему времени установлено, что включения глубинных кристаллических пород в пикритоидах характеризуются повышенной встречаемостью гранатов. В щелочных базальтах увеличивается доля включений, содержащих шпинель. В низкощелочных базальтах ксенолиты с гранатом редки, обильны включения со шпинелями и плагноклазом. Таким образом, широко принятая смена магм по глубинности образования, от более глубинных пикритоидных (в частности кимберлитовых) к менее глубинным низкощелочным базальтоидным увязывается со сменой главных глиноземсодержащих минералов — граната, шпинели, плагноклазов. Эта смена по давлению детально подтверждена в экспериментах. На рис. 2 приближенно показаны границы устойчивости высокоглиноземистых минералов на сухом солидусе фемических пород по экспериментальным данным [Йодер, Тилли, 1965; Бойд, Мак-Грегор, 1968; Д. Грин, Рингвуд, 1968а, б; Т. Грин, 1968, 1970; Т. Грин, Рингвуд, 1968; Рингвуд, Д. Грин, 1968; Геншафт, 1977; Пугин, Хитаров, 1978; Tilley, Yoder, 1967; Shimada, 1967; Emslie, Lindsley, 1968; Kushiro e. a., 1968; D. Green, 1967, 1969; D. Green, Hibberson, 1970а, б; D. Green, Ringwood, 1967а, б, 1970, 1972; Ito, Kennedy, 1967, 1970; Kennedy, Ito, 1972; Kornprobst, 1970; и др.]. По рис. 2 можно судить об изменении пределов устойчивости высокоглиноземистых минералов при переходе от ультраосновных к средним составам.

По присутствию плагноклаза, шпинели либо граната различаются главные фацальные подразделения глубинных пород базитового и ультрабазитового составов. Для базитов с увеличением давлений это фацальные комплексы габброидов (Пл+Кп+Оп), гранулитов (Пл+Кп+Оп+Гр), эклогитов (Кп+Гр). Указанная смена минеральных парагенезов существенно зависит от температуры — при повышении ее каждый переход тре-



бует более высоких давлений. В перцолитовых составах низкобарическая ассоциация Ол + Оп + Кп + Пл сменяется парагенезом Ол + Оп + Кп + Шп, затем Ол + Оп + Кп + Гр; в этих случаях смена мало зависит от температуры [Powell, 1978; и др.].

Сквозным минералом в названных фациальных комплексах у солидуса базитов и ультрабазитов (кроме дунитов и чистых гарцбургитов) служит клинопироксен, устойчивый в виде омфакита до давлений порядка 200 кбар, где заменяется высокобарической разновидностью диопсида [Liu Lin-Gun, 1980a, б]. Оливин и ортопироксен на сухом солидусе большинства базитов сохраняют устойчивость только в плагиоклазсодержащей зоне, в том числе оливин — до 12—14 кбар. В гранатсодержащей зоне оливин и ортопироксен устойчивы лишь в наиболее меланократовых (наиболее магнезиальных) базитах и в ультрабазитах.

Инконгруэнтное плавление энстатита в сухих условиях имеет место до давлений порядка 2 кбар в чистом энстатите и 4 кбар в глиноземистом, а при дальнейшем росте давления сменяется конгруэнтным [Бойд и др., 1968; Taylor, 1973]. Прекращение инконгруэнтного плавления ортопироксена при высоких давлениях приводит к росту его количества против оливина в равновесии с расплавом и соответственно к спаду содержания кремнезема в расплаве.

Плагиоклаз в сухих системах гранитоидного состава устойчив примерно до 27 кбар. При высоком давлении на солидусе мезо- и лейкобазальтоидных, а также салических пород повышается устойчивость фаз свободного кремнезема (кварц, коэсит), благодаря чему базальтоиды могут перейти в кварцсодержащие эклогиты. С повышением устойчивости свободного кремнезема в равновесии с расплавом снижается кремненасыщенность расплавов [Т. Грин, Рингвуд, 1968; Т. Грин, 1970; Д. Грин, Ламберт, 1970; Пугин, Хитаров, 1978; и др.].

Альбит в ассоциации с жадеитом и кварцем сохраняет устойчивость по крайней мере до 27—35 кбар [Пугин, Хитаров, 1978; Liu Lin-Gun, 1978; Holland, 1980; и др.]. Альбит и калишпат в сухих условиях образуют непрерывный изоморфный ряд. Глубинные мегакристы анортклаза известны в щелочных базальтоидах [Кеппежинская, 1979; Киселев и др., 1979; Рассказов, Киселев, 1980; Binns e. a., 1970; и др.].

Нефелин в сухих фемических системах обычно неустойчив при высоких давлениях [Пугин, Хитаров, 1978; Bultitude, Green, 1971; Milhollen, Wylie, 1974] и пока не известен в фемических глубинных породах и в мегакристах повышенных давлений. До уровней около 20 кбар он экспериментально зафиксирован в ассоциации с плагиоклазом и омфакитом при преобладании в последнем жадеитового компонента над диопсидовым [Liu Lin-Gun, 1980a]. В ассоциации с альбитом в системе нефелин — альбит этот минерал устойчив примерно до 33 кбар [Robertson e. a., 1957; и др.]. В системе форстерит — нефелин — кремнезем [Kushiro, 1965] из расплава с составом Аб (65%) + Фо (35%) при 11—17,5 кбар кристаллизуется нефелин в парагенезисах с энстатитом и альбитом\*. Из расплава с составом Не (62%) + Фо (18%) + Кр (20%) при давлениях 10—25 кбар также кристаллизуется нефелин в парагенезисах с форстеритом, энстатитом, альбитом, жадеитовым пироксеном. Таким образом, не исключено существование нефелина при высоких давлениях в натриевых щелочносалических породах.

Калиевый полевой шпат (санидин) в сухих кислых системах зафиксирован с кварцем, жадеитом, гранатом до 22—26 кбар и больше [Т. Грин, Рингвуд, 1968; Пугин, Хитаров, 1978; Д. Грин, Ламберт, 1970; Luth, 1968]. В фемических системах с оливином, энстатитом, флогопитом он зафиксирован до давлений порядка 30 кбар [Wendlandt, Egger, 1980a, б].

\* Здесь и дальше содержание петрохимических компонентов и минералов в массовых процентах указывается просто со знаком %, для молекулярных и объемных процентов соответственно мол.% и об.%.

Изолированный калишпат устойчив в сухих условиях до 60 кбар [Seki, Kennedy, 1964].

Лейцит в низкремнистой части сухой системы ортоклаз — кремнезем отмечается при давлениях примерно до 19 кбар (как продукт инконгруэнтного плавления санидина [Lindsley, 1966a, б; Luth, 1968]), в смеси Фл + H<sub>2</sub>O — ориентировочно до 35 кбар [Kushiro e. a., 1967], в системе кальсилит — нефелин — кремнезем — уголекислота наблюдается примерно до 30 кбар [Eggler, Wendlandt, 1978; и др.].

До давлений порядка 30 кбар и больше устойчивой калиевой фазой в сухих перидотитовых составах может быть кальсилит [Wendlandt, Eggler, 1980б]. Флогопит, устойчивый в экспериментальных условиях до давлений 70—100 кбар [Kushiro e. a., 1967; Жариков и др., 1980], встречается в ксенолитах гранатовых и шпинелевых перидотитов из кимберлитов, а также из базальтов [Skewes, Stern, 1979; и др.].

В богатых глиноземом и кальцием, бедных щелочами базальтоидных составах при повышенных и высоких давлениях высокоглиноземистой фазой на солидус-ликвидусном интервале может быть железомagneвая шпинель, а в зоне устойчивости граната — кианит, корунд [Пугин, Хитаров, 1978; Raheim, Green, 1974; Delano, 1977]. В высокоглиноземистых гранитоидах минералами повышенных и высоких давлений бывают гранат, силдманит, дистен. Устойчивость изолированного богатого пропом граната прослежена примерно до 200 кбар, ильменита — до 250—300 кбар, перовскита при 300 кбар и больше [Liu Lin-Gun, 1980б].

Во многих экспериментах выявлено направление изменения химизма минералов переменного состава в субсолидусе и на интервале частичного плавления пород при разных давлениях и температурах [Т. Грин, 1970; Геншафт, 1977; D. Green, Ringwood, 1967a, б; D. Green, Hibberson, 1970a, б; Akella, Kennedy, 1971; Stern, 1974; и др.].

В оливине с ростом давления несколько повышается железистость, в орто- и клинопироксене повышается содержание глинозема (до начала массового образования граната), а в клинопироксене также и жадеитового компонента и хрома. В плагиоклазе с ростом давления увеличивается альбитовая составляющая. При давлениях около 40 кбар и больше в клинопироксен начинает входить калиевый аналог жадеита [Shimizu, 1971]. В титаномagnetите растет примесь титана. В гранате до 30-40 кбар увеличивается гроссуляровый компонент при уменьшении пропового и альмандинового, а затем возрастает магнезиальность. Повышение температуры в субсолидусе и на солидус-ликвидусном интервале сопровождается ростом магнезиальности оливина, орто- и клинопироксена, граната, шпинели, ростом содержания анортитового компонента в плагиоклазе и альбитового в щелочном полевопшпате, глинозема и титана в амфиболах [Т. Грин, 1970; Д. Грин, Рингвуд, 1968a, б; D. Green, Hibberson, 1970; Akella, Kennedy, 1971; Helz, 1973; Stern, 1974; Arculus, Osborn, 1975; Huebner, Turnock, 1980; и др.].

Выплавление магма на глубине всегда идет за счет кристаллических пород и обычно путем последовательного перехода в расплав определенных комбинаций минералов (котектик). Из экспериментов над силикатными системами, приближенными к природным магматическим, следует, что при низких и умеренных давлениях первыми обычно плавятся котектики кварцево-полевошпатовые (с примесью темноцветных) или двуполевошпатовые, затем плагиоклазо-клинопироксеновая (с примесью железотитановых окислов, ортопироксена, оливина), а затем клинопироксен-оливиновая котектика с ортопироксеном, затем ортопироксен-оливиновая котектика и, наконец, избыточный оливин. Образующиеся при давлениях порядка 20 кбар и больше высокоглиноземистые шпинели и гранат обычно переходят в расплав в котектиках с клинопироксеном. Устойчивые в присутствии воды высокотемпературные амфиболы и слюды обычно тоже плавятся в котектиках с клинопироксеном, а устойчивые в присутствии уголекислоты высокобарические высокотемпературные карбонаты — в котектиках с пироксенами.

*карбонат + Crx*

Для магматических пород и приближенных к ним силикатных систем детально показано, что железомagneйные фазы (оливин, шпинели, пироксен, гранат, амфиболы, слюды) более легкоплавки при повышенном натрий-кальциевом отношении в системе. Уже поэтому более низкотемпературные силикатные выплавки оказываются более железистыми и щелочными. Тугоплавкость породообразующих минералов повышается с увеличением содержания хрома (шпинели, клинопироксена).

В гл. 2 при разборе экспериментальных данных будет показано, что повышение давления способствует усиленному переходу в расплав полевых шпатов — со шпинелями и гранатом, плагиоклаза — с клинопироксеном, пироксенов — с оливином и гранатом. Присутствие воды облегчает переход в расплав кварца по сравнению с полевыми шпатами, плагиоклаза с клинопироксеном, ортопироксена — с оливином. Присутствие углекислоты облегчает плавление клинопироксена против ортопироксена.

Плавление полиминеральных смесей при условии непрерывного удаления выплавки (фракционное) идет в общем случае прерывисто, поскольку после исчерпания плавящейся котектики переход в расплав более высокотемпературной комбинации фаз (или тугоплавкого избыточного минерала) требует подъема температуры без плавления. Важно, что состав высокотемпературной выплавки по сравнению с предыдущей меняется скачкообразно, благодаря чему в распределении составов магмы могут возникать разрывы [Presnall, 1969; Roeder, 1974; Йодер, 1979]. Аналогичные эффекты следует ожидать при прерывистом отделении выплавки (порционном [Йодер, 1979]).

В последнее время обращено внимание на то, что резкие перегибы линий солидуса силикатных систем разного состава на  $PT$ -диаграммах и температурные минимумы на них тяготеют к интервалам с наиболее сложным составом минеральной ассоциации солидуса [Presnall e. a., 1979; Presnall, Dixon S. A., Dixon J. R., 1979]. Это можно видеть на ультраосновных (см. рис. 7, 15), основных (см. рис. 22, 24) и кислых (см. рис. 40, 43) системах. Усложнение котектик наблюдается на участках фазовых переходов, таких как плагиоклаз — шпинель, плагиоклаз — гранат, амфибол — гранат, амфибол — клинопироксен, слюда — безводный алюмосиликат, кварц — коэсит и т. п. Так как эти переходы сопряжены с давлением, можно полагать, что для субмелалапикритоидных, базальтоидных, кислых выплавок существуют некоторые предпочтительные уровни по глубине.

Существенная особенность используемого в настоящей работе подхода — представление о популяционно-видовой структуре магматического ряда, согласующееся с механизмом фракционного плавления полиминеральных смесей. На рис. 1 показаны шесть групп исходных магм, каждая из которых соответствует определенной породной группе вулканитов на выходе магматической системы. Предполагается, что химический состав породной группы в основном совпадает с составом исходной группы магм, хотя может быть сдвинут или меняет степень рассеяния (дисперсию) по сравнению с исходным. Перечисленные группы можно рассматривать, конечно, и независимо от популяционно-видовой предпосылки — просто как укрупненные классы (типы) составов магм и пород, обычно разделенные частотными минимумами. Нетрудно заметить, что перечисленные группы — это как раз те основные подразделения составов, на которых специализированы петрологические исследования магматических образований.

С точки зрения эволюции фазового агрегата, продвинутое плавление можно представить в виде схемы: образование капель и пленок расплава на контактах зерен минералов, составляющих легкоплавкую (эвтектоидную) котектику; увеличение доли межзернового расплава без разрушения кристаллического каркаса породы; распад породы в суспензию кристаллы — расплав. Котектическое плавление по границам зерен разных минералов подтверждают многие наблюдения над ксенолитами в базаль-

тоидах и гранитоидах, над породами со следами плавления около базитов и опыты плавления пород и смесей от кислых до ультраосновных [Винклер, Платен, 1968; Кутыев, Шарапов, 1979; Winkler, 1966; Mehnert e. a., 1973; Arndt, 1977a, б; Van der Molen, Paterson, 1979; и др.].

Геотемпературную обстановку выплавления магм часто оценивают исходя из осредненного температурного поля, рассчитываемого для крупных областей (материков, океанов, подвижных поясов) по геотермическим градиентам. При этом получается, что для выплавки значительного объема сухих или почти сухих магм необходимы весьма большие глубины, часто мало реальные. На глубинах порядка 100—120 км или меньше нормальное термоградиентное поле может обеспечить плавление лишь при дополнительных благоприятных условиях (например, в присутствии флюидов).

По-видимому, в качестве более общеприемлемой предпосылки может быть принято представление об аномалийном температурном поле, существование которого подтверждается неравномерностью тепловых потоков на поверхности коры. В отечественной литературе по магматизму большое значение придается зонам глубинных разломов и другим активным тектономагматическим зонам с повышенным тепловым потоком. Есть основание в какой-то мере связывать здесь повышенный теплопоток с подъемом высокотемпературных глубинных масс и преобразованием механической энергии вязкого течения [Uffen, Jessop, 1963; Shaw, 1969; Попов, 1977; Федотов, 1979; Шкодзинский, 1980; и др.]. В последние годы привлекают большое внимание крупные зоны положительных термических аномалий — рифтовые пояса и так называемые «горячие пятна» мантии с активным вулканизмом над ними. По-видимому, распределение магматических масс можно в основных чертах объяснить, сопоставляя их с системой региональных и более крупных положительных температурных аномалий в коре и верхней мантии. Эти аномалии или предположения о них должны иметь для каждого случая хотя бы косвенное подтверждение.

Основными *теплоносителями* при выплавке магм большинство петрологов считают поднимающиеся к поверхности силикатные массы — глубинные фемические породы и магмы. Правомерность этой точки зрения подтверждается тем, что чрезвычайно редки чисто салические вулканические ассоциации; салической группе пород почти всегда сопутствует, как правило, базальтоидная. Теплоносителем при выплавлении салических магм обычно можно считать именно базальтоидные массы. Аналогичная роль в выплавке салических и базальтоидных магм может принадлежать также пикритоидам.

Ряд отечественных петрологов связывают глубинный привнос тепла в зоны магмообразования и метаморфизма с притоком флюидов и их окислением [Коржинский, 1968; Маракушев, Перчук, 1972; Маракушев, 1979а; Флюидный режим..., 1977, 1980; и др.]. В западной петрологической литературе этот фактор не вызвал пока значительного интереса (см., например, [Йодер, 1979]). Плавление глубинных пород без дополнительного поступления тепла термодинамически мыслимо также за счет снижения солидуса пород при введении флюидов [Voettcher, 1973; Кадик, Френкель, 1980а, б]. Данные о вулканитах Луны, однако, показывают реальность мощного магмогенеза без флюидных теплоносителей.

В последнее время внимание привлекает возможность плавления за счет собственного тепла глубинных пород, при разгрузке давления в ходе их подъема и удаления вышележащих пород коры (эрозия, спрединг и т. д.; обзор представлений см. [Йодер, 1979], термодинамическое обоснование — [Кадик, Френкель, 1980а, б; Шкодзинский, 1980]). Плавление начинается, если температура массива при спаде давления превысит температуру солидуса пород.

Подъем глубинных масс под вулканическими зонами и областями проявляется в корреляции между массовостью вулканизма и региональными поднятиями. Приуроченность массового вулканизма к этапам поднятий и их завершению подтверждается в новых обобщениях для матери-

ковых областей и океанов [Структурный контроль..., 1974; Корешков, 1975; Милашев, 1979; Мелекесцев, 1980; Schlanger e. a., 1981; и др.]. Положительная корреляция между тектоническими поднятиями и интенсивностью магматизма представляется универсальной геологической закономерностью [Кузнецов, 1964; Белоусов, 1973; и др.].

Механизм изотермической декомпрессии в значительной мере объясняет появление выплавов в областях поднятий на платформах, в срединных океанических хребтах и линейных поднятиях материковых рифтов, в гнейсовых куполах, в поднятиях внутри геосинклинальных областей, внутренних и окраинных морей, под крупными центральными вулканами и крупными вулканическими ареалами.

Декомпрессионная модель выплавки магм интересна, в частности, тем, что помогает анализировать вопросы о нижней границе зоны магмообразования, о глубине магматических колонн, о появлении вулканических комплексов без участия базальтовых и более фемических магм.

Подъем с глубины, по-видимому, труднее всего представить для больших сплошных масс пород пироксенито-базитового состава (которые интересны как возможный прямой источник базальтоидных магм), поскольку в верхней мантии такие породы дают наиболее высокоплотную ассоциацию минералов — эклогитовую. Затруднение снимается в рамках коронарной модели, если считать, что эклогитовые тела рассредоточены среди преобладающих мантийных перидотитов.

Проблема источников тепла, однако, остается актуальной, особенно для самых высокотемпературных — пикритоидных магм. Эти источники могут быть связаны либо с повышенным термическим градиентом в некоторые геологические эпохи (что предполагается для коматиитов архея [D. Green, 1975; и др.]), с подъемом диапиров ультрабазитовых пород из аномально высокотемпературных зон мантии, либо с прогревом пород через теплоносители (перегретые фемические магмы, флюиды), механотермическими превращениями, экзотермическими реакциями.

Конструктивным элементом общей модели формационного магмогенеза служит представление о *фронте магмообразования* и его перемещениях. Оно позволяет объяснить в основных чертах хронологическую смену разных групп и классов магм в региональной зоне, предпочтительную направленность этой смены в магматическом цикле вообще. Подъем фронта магмогенеза находится в прямой зависимости от величины теплового потока, а также от степени тектонической подвижности области, для которой возможны пока лишь порядковые оценки. Подъем фронта выражен сменой магм уменьшающейся глубинности (пикритоидные — базальтоидные — салические; более щелочные — менее щелочные), а нисходящее движение — обратной сменой. Разное положение фронта магмогенеза в разных типах областей позволяет объяснить многие особенности состава вулканизма этих областей (см. гл. 7).

*Флюидные компоненты*, совокупность которых для петрологического анализа удобно выделять в качестве подсистемы в магматической системе, сильно влияют на температуры плавления и кристаллизации, на фазовые отношения пород и магм, и, следовательно, на эффективность фракционирования вещества. Влияние на фазовые равновесия в разнообразных силикатных смесях изучено в основном для воды, углекислоты, меньше — для восстановленных газов, галогенов.

Присутствие свободных воды и углекислоты в породах верхней мантии большинство петрологов считают очень ограниченным [Бэрнем, 1970; Wyllie, Huang, 1976; Йодер, 1979; и др.]. Надежных первичных включений существования водной фазы в природных высокобарических минералах пока не найдено; включения углекислоты отмечены в минералах из глубоких фемических ксенолитов [В. С. Соболев и др., 1970; Roedder, 1965; H. Green, 1972; H. Green, Radcliff, 1975; Murck e. a., 1978]. По газовым вытяжкам из перидотитовых и эклогитовых ксенолитов кимберлитовых трубок можно предполагать, что флюидная составляющая в верхней мантии на уровне гранатовых перидотитов имеет существенно водородный

состав, а в самых верхах верхней мантии — водородно-метановый [Лутц и др., 1976]. Есть экспериментальные данные о том, что в присутствии оливина водяной пар не может существовать при давлениях более 44 кбар, а парогазовая фаза  $H_2O + CO_2$  — более 90 кбар [Newton, Sharp, 1975; Ellis, Wyllie, 1980]. Для астеносферного уровня верхней мантии и зоны устойчивости алмаза на основе экспериментальных и расчетных данных предполагается отсутствие свободной углекислоты, а также карбонатов [Рябчиков и др., 1981]. Основным концентратором углекислоты в над-астеносферной части верхней мантии могут быть карбонаты [Mysen, Boettcher, 1975; Wyllie, Huang, 1976; Wendlandt, Eggler, 1980a, б; и др.]. Они найдены внутри зерен хромовых шпинелей в кимберлитах [В. К. Соболев, Станковский, 1980].

Существование межзернового существенно водного флюида возможно в надастеносферной части верхней мантии ниже границы устойчивости амфибола под континентальными щитами, где геотермический градиент не обеспечивает частичного плавления пород [Рябчиков, Беттчер, 1980]. Основными концентраторами воды в верхней мантии признаны амфиболы и флогопит. Гидроксил в некотором количестве может входить в кристаллическую решетку номинально безводных минералов, в позиции ионов кислорода [Martin, Donnay, 1972], а водород — в позиции ионов кремния [Йодер, 1979]. Углерод может входить в форме катиона или карбонат-аниона в решетку силикатов, а также содержаться в атомарном виде, в форме молекул и углеводорода в решетке, в частности в оливине [Freund e. a., 1980].

Валовое содержание флюидных компонентов в породах по многим соображениям должно уменьшаться с глубиной. Предполагаемое суммарное содержание флюидных компонентов в верхнемантийных породах оценивают обычно в доли процента. Для магмообразующих коровых пород оценки иногда поднимаются до первых процентов. С этой точки зрения глубокие мантийные выплавки могут быть статистически беднее летучими, чем выплавки зоны перехода от мантии к коре и коровые. Для выплавления магм в отдельных региональных зонах могут быть существенными флюидные аномалии глубинных пород. В отдельных региональных зонах содержание флюидов может быть достаточно высоким и проявиться в развитии обводненных магм с признаками интенсивного плавления ортопироксена, в развитии карбонатитов и т. д.

Вертикальная зональность распределения флюидных компонентов по составу в магмопроявляющих породах может быть представлена статистической схемой, учитывающей главные составляющие: с глубиной падает содержание воды (по мере снижения устойчивости водосодержащих минералов) и уменьшается отношение  $H_2O/CO_2$ , снижается парциальное давление кислорода и возрастает — водорода, увеличивается доля восстановленных газов во флюиде (окись углерода, углеводороды). Повышение степени восстановленности флюидов с глубиной не следует из термодинамически рассчитанных газовых равновесий в системе C—O—H [Маркушев, 1979а, б], но согласуется с данными о составах флюидной примеси в реальных породах, минералах и расплавах разной глубинности [Перчук, 1973; Рябчиков, 1975, 1981, 1982; Флюидный режим..., 1977, 1980; Кутыев, Шарапов, 1979; Frost, 1979; и др.]. Существенная поставка воды в расплав из пород возможна начиная с низов зоны устойчивости амфибола (амфиболсодержащие ультрабазиты, амфиболиты).

В соответствии с упомянутой схемой распределения флюидных компонентов в магмообразующих породах по глубине следует ожидать, что в подвижных поясах (внутренние и окраинные моря, геосинклинальные области, параллельноупорядоченные орогены), с их повышенным геотермическим градиентом и возможностью подъема фронта магмообразования на относительно высокие уровни, водно-углекислотное отношение в магмообразующих породах должно быть статистически более высоким, чем в кратонных областях. Это согласуется с данными о флюидных включениях

в магматических минералах и вулканических стеклах (см. ниже) и с повышенным развитием магматогидротермальных систем в подвижных поясах.

В присутствии воды в субсолидусе и нижней части солидус-ликвидусного интервала глубинных пород амфибол может быть устойчив до 25—30 кбар [Lambert, Wyllie, 1968; Merrill e. a., 1970; Millhollen e. a., 1974; Millhollen, Wyllie, 1974; Mysen, 1974; Mysen, Boettcher, 1975], а при стехиометрических амфиболовых составах системы — до 35—40 кбар [Генштафт, 1977; и др.].

Из слюд при наиболее высоких давлениях устойчив по сравнению с остальными слюдами и амфиболами флогопит [Merrill e. a., 1970; Modreski, Boettcher, 1973; D. Green, 1973; Edgar e. a., 1976; Edgar e. a., 1980; Egger, Wendlandt, 1978; Wendlandt, Egger, 19806], причем при меньших содержаниях воды в системе. При стехиометрическом флогопитовом составе системы минерал зафиксирован при давлениях до 70—100 кбар [Жариков и др., 1980; Kushiro e. a., 1967].

В присутствии  $\text{CO}_2$  в фемических, богатых магнием и кальцием породах в субсолидусе и над солидусом могут быть устойчивы карбонаты ряда доломит — магнезит при давлениях порядка 30—35 кбар [Egger, Wendlandt, 1978; Wendlandt, Egger, 19806; Wendlandt, Mysen, 1980; и др.] и больше. Гидроксильные минералы и карбонаты до 35—40 кбар равновесны с силикатной жидкостью лишь при избытке соответствующего флюидного компонента, обеспечивающем образование отдельной парогазовой фазы. При дефиците флюидов это может иметь место лишь в низкотемпературной части солидус-ликвидусного интервала.

Исключительно важно, что присутствие воды восстанавливает инконгруэнтное плавление энстатита при высоких давлениях [Kushiro e. a., 1968; Sclar, 1970], повышает устойчивость оливина и приводит к обогащению выплавки кремнеземом.

В присутствии воды происходит обогащение существенно ортоклазовой фазы калием и разделение ортоклазового и альбитового компонентов в разные минералы — калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Устойчивость лейцита в водосодержащих силикатных системах возможна примерно до 30 кбар (при более высоких давлениях он заменяется санидином [Kushiro e. a., 1967; Йодер, 1979; и др.], а устойчивость нефелина — до 15 кбар [Millhollen, Wyllie, 1974]).

Повышенное парциальное давление кислорода (сопряженное положительно с содержанием воды) обуславливает повышение устойчивости минеральных фаз, обогащенных полуторной окисью железа (титаномангнетит, гемоильменит, роговые обманки) за счет фаз, антагонистичных к трехвалентному железу (магниева шпинель, оливин), и приводит к снижению железо-магниевого отношения в сосуществующих расплавах [Mysen, 1974, 1975; Osborn, 1959, 1978; Osborn, Arculus, 1975; Sack e. a., 1980; и др.].

Влияние флюидов может существенно изменить ход фракционирования вещества при выплавке и кристаллизации магм.

Флюидный режим магм устанавливается по данным экспериментального плавления и кристаллизации силикатных смесей с флюидами, исследования парагенезисов минералов магматических пород, химических анализов минералов и стекол, состава газовой-жидких включений в минералах и физико-химических расчетов.

Растворимость флюидных компонентов в силикатных расплавах растет с повышением температуры и давления. В расплаве ионы диссоциированных флюидных соединений вступают в пока еще мало изученные химические связи с силикатными компонентами [Mysen, Virgo, 1980 а, б; Рябчиков и др., 1981; Эпельбаум, 1980; и др.].

При высоких давлениях всю или почти всю флюидную примесь исходных пород, если она мала, уже у солидуса поглощает расплав [Mysen, Boettcher, 1975; Wyllie, Huang, 1976; Майсен, Беттчер, 1979; и др.]. Поэтому концентрация летучих может быть значительна, вплоть до насыщения расплава, в инициальных выплавках при малой степени плавления.

При продвинутом плавлении флюид в расплаве разубоживается. В связи с этим уместно заметить, что обычная сухость вулканических магм разного состава, подтверждаемая высокими температурами гомогенизации включений в магматических минералах [Соболев и др., 1970; Бакуменко и др., 1979], согласуется с предположением, что эти магмы в обычном случае — продукты продвинутого плавления. Сухость многих салических магм противоречит представлению о них как о продуктах далеко продвинутой кристаллизационной дифференциации базитовых магм.

По экспериментальным данным [Mysen, Boettcher, \*1975; Wyllie, Huang, 1976; Wyllie, 1978; и др.], в фемических системах возможность пересыщения расплава углекислотой сильно возрастает при сбросе давления от 30 до 25 кбар в связи с резким уменьшением устойчивости карбонатов на солидус-ликвидусном интервале. Здесь возможно высвобождение газообразной углекислоты, которое может повлечь эксплозивный выброс магм, например кимберлитовых.

При подъеме к поверхности, охлаждении и частичной кристаллизации магм продолжает снижаться порог растворимости (насыщения) флюидов. Подводные и наземные базальтоидные лавы, по данным анализов стекол основной массы, чаще не достигают экспериментально установленного порога насыщения водой, но иногда превосходят его [Moor, 1970; Hart, Nalwalk, 1970; Delaney e. a., 1978; Fyfe e. a., 1978; Garsia e. a., 1979; Muenow e. a., 1977, 1980]. Этот порог в силикатных расплавах весьма низок при малых давлениях (десятые доли процента для воды и еще меньше — для углекислоты), что объясняет выход паров и газов из лав при извержениях. Избыточная парогазовая фаза становится существенным фактором подъема лав на поверхность, уменьшая их плотность и производя эксплозии.

В одних и тех же *PT*-условиях вода растворяется в силикатных расплавах легче (иногда на порядок), чем углекислота. В расплавах состава андезитов, базальтов, пикритовидов при 30 кбар может раствориться соответственно от 2 до 8% углекислоты [Mysen e. a., 1975; Holloway e. a., 1976]; при 30 кбар, 1000–1100°C в расплавах андезита и базальта воды растворяется значительно больше 10% [Stern, Wyllie, 1973]. В связи с этим при пересыщении расплава флюидами отношение концентраций (парциальных давлений)  $H_2O/CO_2$  в парогазовой фазе стремится быть меньше, чем в сосуществующем расплаве, по крайней мере для составов, насыщенных кремнеземом [Mysen e. a., 1975]. Для недосыщенных кремнеземом фемических составов то же соотношение сохраняется при давлениях менее 26 кбар [Wyllie, 1978]. В присутствии воды растворимость углекислоты в расплаве повышается на 20–30% против безводных систем, причем максимум растворимости водно-углекислого флюида имеет место при определенном содержании воды во флюиде (например,  $x_{H_2O} \approx 0,4$  при 30 кбар [Mysen e. a., 1975]). О пропорциях воды и углекислоты в магмах на глубине можно судить по флюидным включениям внутри интрателлурических вкрапленников, где преобладание  $CO_2$  либо  $H_2O$  бывает изменчиво [Delaney e. a., 1977, 1978; Garsia e. a., 1979].

Наибольшие концентрации летучих в расплавах следует ожидать на начальной стадии их выплавления и на заключительной стадии кристаллизации плутонов. Концентрация флюидов в последних порциях магматической жидкости сопровождается высвобождением существенного их количества, которое способствует образованию сопутствующих более низкотемпературных магм в той же региональной зоне.

Растворимость воды снижается от салических расплавов к фемическим по мере уменьшения кремнезема, а растворимость углекислоты — наоборот [Burnham, 1975; Mysen e. a., 1975; Holloway e. a., 1976; Лебедев, Хитаров, 1979; и др.]. В силикатно-карбонатитовом расплаве с содержанием  $SiO_2$  около 17% при 30 кбар может быть растворено 27%  $CO_2$  [Eggler, 1978]. При кристаллизации салические магмы должны высвобождать флюидные потоки с более высоким отношением  $H_2O/CO_2$ , чем

фемические. Это согласуется с мощным развитием гидротермальных систем в связи с лейкобазальтоидным и кислым магматизмом.

Специфическое соотношение флюидных компонентов, отделившихся от кристаллизующейся на глубине фемической магмы, может унаследовать выплавляемая на меньшей глубине салическая маγμα, что породит корреляцию между этими магмами по тем петрохимическим элементам и элементам-примесям (в том числе рудным), содержания которых сильно зависят от флюидного режима.

Сегрегация магм — стягивание рассеянных выплавок в первоначальные макроочаги (их обычно называют глубинными) — требует отделения расплава от кристаллического остатка (рестита).

Распределение первоначальной скудной выплавки в кристаллически-зернистой породе, согласно недавнему обзору [Йодер, 1979], разнообразно. Описаны эксперименты, где при степени плавления порядка 5—10 об. % расплав смачивает все или почти все границы зерен в граните [Mehnert e. a., 1973; Van der Molen, Paterson, 1979] и в перцолите [Arndt, 1977a]. В то же время по микропетрографическим наблюдениям в глубинных перидотитах встречается мелкогнездовое распределение мелкозернистых агрегатов, которые можно рассматривать как следы частичного, до 10 об. %, плавления [Anderson, 1974; Maaloe, Printzlau, 1979].

По реологическим оценкам, капельные и пленочные межзерновые выплавки, составляющие до 10% от объема породы, чрезвычайно трудно удалить гидростатическими механизмами и деформацией пород [Шейнманн, 1963, 1969б; Turcotte, Ahern, 1978; и др.]. Образование макроочагов магмы за счет этих скудных выплавок в одном магматическом цикле поэтому проблематично. Скорее эти начальные выплавки важны как стадия перед продвинутым плавлением породы, при котором становятся возможны фильтр-прессинг при ориентированном давлении или истечение жидкости по закону Дарси (обзор возможных механизмов отделения магматической жидкости см. [Йодер, 1979]).

При степенях плавления  $20 \pm 10$  об. % истечение жидкой фракции затруднено еще тем, что вся масса частично расплавленной породы склонна вести себя как сплошное псевдопластическое тело с высокой вязкостью (не-ньютоновское течение [Pitchler, 1979; Шкодинский, 1980; и др.]).

Перераспределение силикатной выплавки в опытах смоделировано недавно на граните, при степенях плавления до 25 об. % и ориентированном давлении до 0,3 кбар [Van den Molen, Paterson, 1979]. Показано, что в гидростатических условиях выплавка распределена неориентированно, унаследовав первоначальный сетчатый рисунок межзерновых границ, а при избыточном давлении (стрессе) — вдоль него, перпендикулярно к направлению наименьшего усилия. Частичное плавление до 25 об. % в опыте еще не разрушило кристаллического скелета исходной породы.

Механика природного фильтр-прессинга, особенно в высокобарических условиях, не вполне ясна. Любопытно, что в упомянутом опыте отмечен осложняющий эффект — всасывание в зону плавления (находящуюся под ориентированным давлением) расплава извне. Фильтр-прессингу (удалению жидкости) могут способствовать термическое расширение выплавки при разогреве [D. Green, 1973; Белоусов, 1976; Лебедев, Хитаров, 1979], перекристаллизация остаточных минералов с образованием гнейсовых, плоскопараллельных текстур с малым межзерновым пространством [Смит, 1968; Шейнманн, 1969а].

В связи с трудностью отделения скудных выплавок, неустойчивым характером избыточных напряжений в породах и т. д. непрерывное удаление выплавок из пород (фракционное плавление в узком смысле) маловероятно и имеет смысл скорее как теоретическая модель. Более реальным представляется порционное фракционирование выплавок — удаление их из исходной породы дискретными порциями при достаточно продвинутом плавлении. При этом должны сохраниться относительно устойчивые разрывы между составами выплавок перед началом плавления каждой более тугоплавкой котектики или избыточного минерала, выводимые в модели

фракционного плавления [Presnall, 1969]. Фильтр-прессинг должен поставять в первичные очаги магму без или почти без кристаллов.

Эффективным механизмом образования первичных макроочагов магмы может быть продвинутое плавление с разрушением кристаллического каркаса породы. Разрушение каркаса с превращением массы в суспензию должно наступать, по разным оценкам, при степенях плавления между 25 и 50% [Шейнманн, 1969; Йодер, 1979; D. Green, 1972; Arndt, 1977; Van der Molen, Paterson, 1979; и др.]. По геометрическим расчетам, устойчивая упаковка в агрегате из одинаковых соприкасающихся сферических зерен разрушается при увеличении объема промежутков больше, чем на 47,7%. В случае с зернами разных размеров критический объем промежутков, очевидно, будет меньше. На примере лавовых пород рифея и раннего палеозоя Алтае-Саян [Белоусов, 1976] уже было показано, что максимальное содержание порфировых вкрапленников в базальтоидах не превышает 65—70%, что соответствует, очевидно, степени расплавления (30—35%), при которой масса еще ведет себя как жидкость в низкобарической обстановке.

Сегрегация на месте с плавлением до суспензии учитывалась для мелалапикритоидной магмы, где сильно продвинутое плавление необходимо [D. Green, 1972; Arndt, 1977a, б]. Подчеркивается возможное ключевое значение этого механизма для базальтоидных магм [Йодер, 1979].

Если исходить из общепринятого предположения, что на магматически активных уровнях верхней мантии основной фон составляют перidotитовые породы, то для эффективного выплавления не слишком фемических выплавов (начиная с субмелалапикритоидных и базальтовых) благоприятнее всего те зоны, в которых имеются участки с повышенным содержанием сравнительно легкоплавких комбинаций минералов, уклоняющиеся по составу в сторону пироксенитов, эцлогитов, базитов и т. д. (коронарная модель). В этом случае отпадают трудности, связанные с отделением капельных и пленочных выплавов либо с фильтр-прессингом. Механизм, при котором плавление локализуется и продвигается в обогащенных легкоплавкими составляющими участках пород, недавно получил название динамического частичного плавления [Langmuir e. a., 1977; Wood, 1979б].

При сегрегации очага магмы за счет распада породы в суспензию (при сильно продвинутом плавлении) неизбежно гравитационное фракционирование кристаллов со сравнительно быстрым отделением расплава [D. Green, 1972; Arndt, 1977a, б; Йодер, 1979; и др.]. Этому должна благоприятствовать уменьшенная вязкость силикатных расплавов при высоких давлениях (см. ниже). Разделения осаждающихся минералов в разные аккумуляционные слои при этом ожидать трудно, так как оттеснение кристаллами жидкости вверх превратит остающуюся массу в трудно фракционируемый агрегат. Поэтому, вероятно, для пород, считающихся мантийными, резкая расслоенность не характерна.

Раннее фракционирование в первичных жидких очагах магмы нет оснований считать сильным. Термоградиентная диффузия здесь ограничена относительно вялыми градиентами температур, гравитационная — малой вертикальной протяженностью первоначальных очагов. Инфилтрационный флюидный перенос компонентов в магме (сквозьмагматические потоки) здесь мало вероятен, так как эти магмы едва ли пересыщены флюидами. Фракционные эффекты могут накапливаться при большой продолжительности существования первичных очагов, но надежно оценить ее пока невозможно. По указанным обстоятельствам фракционирование в магмах до сих пор рассматривалось в основном лишь для более поздних стадий существования.

Подъем магмы требует образования соответствующих каналов, которые только в верхнем этаже коры можно в значительной мере представить как результат гидроразрыва — расклинивания магмой ослабленных зон, трещин в горных породах и иногда как результат заполнения магмой полостей тектонического раздвижения. В низах коры и в мантии, где

господствуют сильное всестороннее сжатие и пластическое течение, подъем крупных магматических масс можно представить в виде диапиров, всплывающих среди более тяжелых боковых пород. Систему не крупных магматических каналов здесь [Irving, 1980; и др.], по-видимому, легче всего объяснить опережающим проплавлением тел более легкоплавких пород среди тугоплавких (динамическое частичное плавление). Линейные глубинные магмоводы регионального масштаба можно представить также как результат развития зон повышенных магматических напряжений со свойственными им [Bell, Mao, 1972; Черский, Царев, 1979; и др.] деформациями пород, повышением теплопроводности их и подъемом температуры, ускоренными твердофазными реакциями и перекристаллизацией, ускоренной диффузией флюидов, возможным образованием новых повышенно легкоплавких котектических смесей минералов и их выплавлением. При длительном развитии таких зон (глубинные разломы) в них могут сформироваться глубинные комплексы базитовых и салических пород, способных к ремобилизации и воссозданию магматических каналов в этой же зоне в последующих циклах плавления. Зоны глубинных разломов, по-видимому, — важный элемент в коронарной системе магмопроизводящих субстратов. Коронарная модель, таким образом, помогает решить и проблему образования глубинных магмоводов в верхах мантии и низах коры. В верхах мантии и низах коры не исключен и эксплозивный прорыв магм, о чем свидетельствует преобладание брекчиевых кимберлитов.

В последние годы по мере уяснения петрологами роли давления в магмогенезе изотермический подъем с разгрузкой давления, как уже отмечено, все чаще рассматривают как важный фактор, высвобождающий потенциальную тепловую энергию и способствующий появлению и сохранению расплава. Лишь в случае водонасыщенных магм подъем вызывает кристаллизацию, если адиабатическое расширение и потеря флюидов вызывают большую потерю тепла. При подъеме малофлюидная магма может оказаться перегретой.

Режим подъема магм определяется прежде всего скоростью перемещения и продолжительностью. Быстрый подъем сокращает теплопотери, уменьшает кристаллизацию и фракционирование магмы, повышает вероятность ее выхода в эффузивную фацию. Продолжительность и скорость подъема зависят от ряда трудно поддающихся учету факторов, поэтому пока могут оцениваться лишь ориентировочно.

Главной причиной подъема магм признается гидростатическая: разница плотностей магмы и окружающих пород. Она лежит в основе механизмов выдавливания столба жидкости (магматической колонны) вверх в связи с избыточной нагрузкой боковых пород и всплывания очагов расплава во вмещающих породах [Федотов, 1976а—в, 1979; Масуренков, Горичкий, 1978; Йодер, 1979; и др.]. По расчетам для отдельных базальтоидных вулканов, нижняя часть магматических колонн уходит в верхнюю мантию.

Гидростатический фактор действует постоянно. Ведущую роль избыточного гидростатического давления в подъеме магматических колонн под вулканами подтверждает отрицательная корреляция между высотой вулканов и лейкократовостью лав. Высота базальтовых вулканов (для которых вероятно более глубокое положение подошвы магматической колонны, чем под лейкобазальтоидными постройками с кислыми вулканитами) статистически наибольшая [Масуренков, 1977]. Гидростатически наиболее затруднен подъем высокоплотных магм — пикритоидных. Очевидно, благоприятна для их выхода на поверхность малая мощность сиалической коры, т. е. высокоплотный литосферный профиль. Возможно, это способствовало повышенной распространенности ультраосновных лав в архее [Krishnamurthy, 1978; и др.].

Динамический вклад тектонических напряжений в подъем магм менее регулярен. Роль его может быть существенной, особенно в подвижных поясах на стадиях сжатия, где многие авторы допускают избыточные давления до нескольких (и даже до 10—15) кбар.

Подъем (перемещение) магм может зависеть и от других динамических факторов, в частности от термического расширения магм при выплавке [Белоусов, 1976; Лебедев, Хитаров, 1979; D. Green, 1973; Mueller, Saxena, 1977], избыточного давления обособляющейся парогазовой фазы. Перемещение магм зависит от характера магмопроводящих каналов (размеры, форма, наклон) и, конечно, от реологических свойств магмы. Попытка порядковой оценки вклада факторов, определяющих функцию поступления вулканических магм (долю их, достигающую поверхности), сделана нами раньше [Белоусов, 1976]. Важнейшим свойством, влияющим на перемещение магмы, признана вязкость (обзоры см. [Йодер, 1979; Лебедев, Хитаров, 1979]).

Вязкость силикатных расплавов наиболее низка в области перегрева, растет при появлении кристаллов и пузырьков с приближением к солидусу. Добавка флюидов, особенно воды, существенно уменьшает ее [Kushiro, 1978; Лебедев, Хитаров, 1979; Персиков, Эпельбаум, 1979; Персиков, 1981а, б; и др.]. Для расплавов фемических пород установлен спад вязкости при росте давления до 20—30 кбар [Scarfe, 1973; Kushiro e. a., 1976; Fujii, Kushiro, 1976а, б; Kushiro, 1978; Лебедев, Хитаров, 1979; Персиков, 1981а, б; и др.], предположительно в связи с изменением координации алюминия с четверной на шестерную [Kushiro e. a., 1976].

Вязкость расплава серпентинита приблизительно на порядок меньше, чем базальта при тех же температурах и атмосферном давлении [Желобов и др., 1978]. Вязкость расплава высокожелезистого лунного пикритоида оказалась меньше, чем расплава любой из земных вулканических пород [Murase, McBirney, 1970].

Вязкость андезитовых расплавов выше, чем базальтовых [Kushiro, Yoder, Mysen, 1976; Kushiro, 1978]. Еще больше она в кислых и щелочно-салических расплавах [Лебедев, Хитаров, 1979; Персиков, Эпельбаум, 1979; и др.]. По этой причине затруднены сегрегация и подъем для салических выплавков.

Отмечалось [Амарян, 1974; Белоусов, 1976; Персиков, 1981б; Walker, 1971], что различная вязкость может обусловить макрообъемное фракционирование разных магм при их перемещении, так как более фемические порции при прочих равных условиях должны опережать салические. Макрообъемное вязкостное фракционирование помогает объяснить давно известное преобладание кислых пород в интрузивной и базитовых в эффузивной фаии.

При малых давлениях наименее вязки расплавы из мезо- и мелабазальтовых составов земных пород, что, как известно, делает их наиболее пригодными для камнелитейной технологии [Мананков, 1979; и др.].

Вмещающие породы выступают как фактор вещественного и энергетического обмена, определяя ассимиляционные явления и в значительной мере режим охлаждения магмы.

Наряду с химическим составом вмещающих пород должен влиять на вещественный обмен с магмой их минеральный состав. Магма способна поглощать лишь те минералы, которые при данных условиях (температура, давление, состав флюидов) в ней избыточны. Не могут ассимилироваться минералы, которые уже начали кристаллизоваться из магмы (надликвидусные). Например, в сухой базальтовой магме практически нерастворимы энстатит и оливин [Кутыев, Шарапов, 1979]. Лейкобазальтоидные магмы с избыточным плагиоклазом и салические магмы с избыточными полевыми шпатами в отсутствие перегрева не могут ассимилировать глинозем.

Могут растворяться минеральные смеси и компоненты с меньшей температурой плавления, чем температура данной магмы. Фемические магмы способны растворять высокоглиноземистые минералы, входящие в базальтоидные котектики с пироксенами. Разные магмы (кроме некоторых кислых) способны поглощать салические компоненты, входящие в низкотемпературные гранитоидные котектики. Котектические соотношения фаз при анализе ассимиляционной способности магм учитывались пока мало.

В принципе она уменьшается от мелалапикритоидных к субмелалапикритоидным, базальтоидным, щелочносалическим, кислым. Мелалапикритоидные магмы способны поглощать из боковых пород компоненты разнообразных котектик — от субмелалапикритоидных до кислых. Напротив, поглощение силикатных пород кислыми магмами при подъеме и частичной кристаллизации наиболее ограничено, оно может стать существенным лишь при перегреве.

Для фемических магм, включая базальтоидные, возможность ассимиляции боковых пород всегда следует принимать во внимание, особенно для перегретых магм. Она затруднена в окружении пород, состоящих из минералов и компонентов, ликвидусных для данной магмы. Подобная обстановка благоприятна, например, для сохранения состава базальтоидной магмы среди гипербазитов. Должна прерываться ассимиляция изоляция магм корками избыточных минералов (кристаллические аккумуляты) и эндоконтактными зонами закалки. Ассимиляция боковых пород должна усиливаться при повышении температуры, спаде давления и притоке флюидов, снижающих температуры плавления. Прямые сведения о составе глубинных пород на путях подъема магм дают ксенолиты и ксенокристаллы в вулканитах. Хотя в результате длительного изучения для обычных магм вулканических ассоциаций (базальтоидных, кислых) выявлены многочисленные случаи заимствования материала боковых пород, большинство петрологов все-таки приходит к заключению о второстепенной роли этого процесса в формировании состава вулканических магм [Muller, Saxena, 1977; и др.].

Магма при подъеме нередко остается практически жидкой, давая афанитовые — непорфировые вулканические породы, но чаще представляет смесь кристаллов и расплава. Судя по описаниям лав многих комплексов, довольно обычен такой случай, когда в региональной магматической зоне ассоциируются афировые и порфировые магмы.

Жидкостное фракционирование в магме подчиняется действию трех основных диффузионных механизмов — термоградиентной диффузии, гравитационного перераспределения, диффузии при градиенте концентраций. Последняя способствует выравниванию составов, подавляя фракционирование.

Оценки коэффициентов диффузии силикатных и флюидных компонентов в силикатных расплавах [Лебедев, Хитаров, 1979; и др.] показывают, что наименее подвижны кремний и алюминий, выше диффузионная способность у магния, кальция, железа. Выше на 1—2 порядка подвижность щелочных металлов. Подвижность воды в расплаве при низких давлениях меньше, чем у щелочных металлов, но при высоких давлениях (когда растворимость ее в расплаве растет) примерно такая же, как у щелочей. Можно считать, что подвижность воды в основном определяется подвижностью иона водорода [Лебедев, Хитаров, 1979]. Диффузия кислорода при 1200—1500°C в силикатном расплаве на 1—2 порядка выше, чем у кремния и алюминия.

Высокая диффузионная подвижность щелочей должна способствовать выравниванию содержания их в разных частях сложной (многоочаговой, многоканальной) магматической системы в региональных зонах.

Диффузию в расплаве затрудняет рост давления. Для катионов кальция в расплаве натрий-кальциевого алюмосиликата она замедляется примерно на порядок при росте давления от 1 до 30 кбар. Разогрев ускоряет диффузию, так что влияние давления с глубиной будет в основном компенсироваться повышением солидус-ликвидусных температур магм. Добавка воды ускоряет диффузию малоподвижных катионов. В расплаве риолитового обсидиана с 6% воды диффузия кальция возрастает на 2 порядка, для подвижного натрия она мало зависит от содержаний воды [Watson, 1981].

Термоградиентная диффузия в силикатных расплавах до недавнего времени была известна в основном по технологическим процессам в стекловарении и камнелитейном производстве. Она вызывает сравнительно вялое

перераспределение вещества, ограниченное в основном эндоконтактовыми зонами очага расплава.

Большая вертикальная протяженность зоны подъема вулканических магм позволяет теоретически допускать существенное гравитационное перераспределение разноплотностных компонентов жидкой магмы — ионов, молекулярных, полимерных частиц, метастабильных и стабильных ликвационных обособлений (в том числе микроликвационных, которые очень широко развиты по новейшим электронно-микроскопическим данным в вулканических стеклах). Результаты расчетов гравитационного перераспределения на молекулярно-ионном уровне [Кадик, 1963; и др.] дали повод полагать, что химический эффект перераспределения в расплаве может быть значительным, в частности, способен дать разделение в мантийно-коровой магматической колонне на составы от основного внизу до кислого вверху. Дальнейший анализ [Ярошевский, 1979] показал, что некоторые ожидаемые на основании молекулярно-ионной модели химические эффекты противоречат устойчивым петрохимическим трендам в порциях магматических пород. Это, а также новые расчеты скорости гравитационного жидкостного перераспределения петрогенных компонентов в силикатном расплаве [Mueller, Saxena, 1977], свидетельствуют, что гравитационное молекулярно-ионное перераспределение в цикле существования природной магмы невелико.

В реальных силикатных жидкостях с их микронеоднородностью гравитационное перераспределение компонентов может оказаться существенно иным, чем в молекулярно-ионной модели. Первые опыты с расплавами ультраосновных и основных магматических пород в сильном гравитационном поле [Иванов и др., 1974; Иванов, 1977] обнаружили эффекты, противоположные обычно принимаемым, например, отсадку глинозема.

Многие отечественные петрологи придают большое значение избирательному переносу химических компонентов через магму в обособленной существенно водной фазе (инфильтрационные сквозьмагматические потоки), для чего, по-видимому, необходимо пересыщение магмы флюидом. Масштабы фракционного воздействия таких потоков на силикатное вещество пока проблематичны, хотя сами по себе эти потоки имеют экспериментальное подтверждение для случая с пересыщением и градиентом концентрации воды в условиях пересыщения при относительно небольших давлениях [Флюидный режим..., 1977]. Экспериментально показана высокая концентрация кремнезема в пароводяной фазе в силикатной системе; в равновесии с форстеритом и энстатитом при 15 кбар, 1150—1350°C избыточная пароводяная фаза содержит 20% SiO<sub>2</sub> [Nakamura, Kushiro, 1974]. Подтверждена концентрация в избыточной пароводяной фазе щелочей (опыты при 5—30 кбар [Рябчиков, Беттчер, 1980; Sakyama, Kushiro, 1979]).

Эффективным механизмом жидкостного фракционирования силикатных расплавов нередко считают ликвацию. Обзоры экспериментальных данных [Белоусов, 1976; Маракушев и др., 1979] и новейшие исследования показывают, что равновесная ликвация в силикатных расплавах не дает расслоения на составы, соответствующие обычным магматическим породам и магмам. Хотя бы один из ликватов всегда имеет нерядовой состав — экстремально железистый, калиевый, фосфатный, титанистый, экстремально низкоглиноземистый, карбонатный, отвечающий мономинеральному, и т. д. Силикатные магмы рядовых составов по-прежнему есть основания считать неограниченно смесимыми при реальных *PT*-условиях и обычных флюидных режимах. Ликвация и несмесимость, по многочисленным данным, могут быть важным фактором образования карбонатитовых расплавов (за счет карбонатно-силикатных жидкостей), а также фактором их сохранения в контакте с силикатной магмой.

Общий вклад фракционирования компонентов жидкости в обычных силикатных магмах не поддается надежной оценке, но, по-видимому, оно не относится к числу ведущих факторов фракционирования магм.

Смещение магм — процесс, обратный фракционированию — предпо-

лагает перемешивание и гомогенизацию разных магм одной группы или разных групп. В литературе обращалось внимание на признаки смешения между разными базальтоидными магмами и между базальтоидными и кислыми. В подводющих каналах и очагах трудно представить интенсивное механическое перемешивание, поэтому масштабы смешения должны определяться в основном диффузией компонентов жидкостей и гравитационным перемещением кристаллов через их границу. При вступлении в контакт высокотемпературной магмы (к примеру, базальтоидной) с низкотемпературной (например, кислой) вторая становится причиной закалки первой на границе, что должно изолировать расплавы, т. е. заметное смешение возможно только при перегреве более легкоплавкой магмы. Наиболее эффективным механизмом выравнивания составов при этом должна быть диффузия по градиенту концентраций. Однако вязкость последней в силикатных расплавах [Mueller, Saxena, 1977; и др.] ограничивает масштабы гомогенизации для большинства магнообразующих компонентов, кроме щелочей, крупноионных элементов-примесей и флюидов. Это обстоятельство едва ли может быть опровергнуто тем, что число примеров с признаками смешения магм при детальном изучении возрастает [В. С. Соболев, 1981; Попов, 1981; Hibbard, 1981; и др.].

Частичная кристаллизация в зоне подъема и становления признается наиболее эффективным фактором фракционирования плутонических магм. В вулканических ассоциациях стадия становления магм скоротечна, обычно дает закалочные структуры без фракционирования. Поэтому в составах вулканических пород в принципе яснее, чем в плутонических, сохранены эффекты дифференциации магмы при подъеме.

Существенной особенностью современного подхода к анализу цикла дифференциации магмы является представление о его полистадийном, полибарическом, политемпературном характере [O'Hara, Matthews, 1981; и др.]. Фактологическая база его — данные о петрохимии изверженных пород, о фенокристаллах и родственных породных включениях, о составе и последовательности высадки минералов в расслоенных интрузивных сериях, о фазовых соотношениях на солидус-ликидусном интервале экспериментальных систем. Большой интерес представляют данные о высокобарических фазах, позволяющие судить об особенностях глубинной кристаллизации.

Фракционирование (перераспределение, аккумуляция) кристаллов в магме вызывается перераспределением их в гравитационном поле и в потоках с градиентом скоростей, нарастанием на стенках камер. Рост на стенках, осаждение на дно камер и всплывание кристаллов к кровле выводят их из состава магмы, давая аккумулятивно-магматические породы, а перераспределение кристаллов создает макронеоднородности в магме, которые фиксируются в ортомагматитах. Фракционирование кристаллов в отличие от фракционного плавления вполне реально. Оно сопровождается непрерывным изменением состава сосуществующего расплава, без разрывов или минимумов [Presnall, 1969].

Гравитационное фракционирование кристаллов примечательно тем, что может идти во всем объеме камеры. Эффект его прямо зависит от продолжительности процесса, а она — от ширины солидус-ликидусного интервала магмы по температуре. Чем этот интервал шире, тем больше возможное время отсадки или всплывания кристаллов. При узком солидус-ликидусном интервале (эвтектоидная кристаллизация) возможность фракционирования уменьшена. Гравитационное фракционирование более характерно для околосолидусных минералов, чем для околосолидусных.

Расчеты для очага сухих расплавов из магматических пород разного состава показывают, что время кристаллизации увеличивается от аляскитовых гранитов к гранодиоритам. Время кристаллизации бескварцевых диоритов и сиенитов меньше, чем их кварцсодержащих разновидностей. Габбро и пироксениты близки по продолжительности кристаллизации к гранодиоритам, граносиенитам и между собой. У перидотитов время кристаллизации больше, чем у базитов; экстремально повышено оно

у троктолитов [Р. Н. Соболев и др., 1981]. Примечательны максимумы продолжительности кристаллизации для составов, промежуточных между гранитами и сиенитами, гранитами и лейкобазитами. Эти максимумы могут способствовать усиленному фракционированию магм промежуточных составов. Экстремальная продолжительность указывает на неустойчивость троктолитовых составов, которые весьма редки в лавовой фации и, возможно, вообще среди ортомагматических образований.

Фракционирование кристаллов тормозится повышением вязкости магм. Как уже отмечалось, рост давления до первых десятков килобар уменьшает вязкость силикатных расплавов, что должно усиливать глубинное фракционирование. Наименее благоприятны для отсадки кристаллов повышено вязкие андезитовидные и салические магмы.

Салический сдвиг составов, который обычно связывают с кристалло-гравитационной отсадкой, сохраняет силу для пикритоидных, мелабазальтоидных и некоторых щелочносалических магм с избыточными феррическими минералами. Для лейкобазальтоидов (с избыточным плагиоклазом), кислых (с избыточным кварцем) и некоторых щелочносалических магм (с избыточными полевыми шпатами или фельдшпатоидами) сдвиг состава при удалении окололиквидусных кристаллов может быть даже феррическим. В общем, способность магм к кристаллизационной дифференциации потенциально сильнее в пикритоидных и мелабазальтоидных магмах, слабее в мезобазальтоидных и салических. Наглядное отражение этой закономерности — повышенное развитие расслоенных текстур и аккумулятомагматических образований в первых и слабое в последних.

Существенным фактором фракционирования суспензии расплав — кристаллы является разница плотностей кристаллических фаз и жидкости. Из формулы закона Стокса

$$v = \frac{2gr^2(\rho_c - \rho_l)}{9\eta},$$

где  $v$  — скорость опускания твердых частиц,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $\rho_c$  — плотность кристаллической фазы,  $\rho_l$  — плотность жидкости,  $\eta$  — вязкость,  $r$  — радиус частицы следует, что разница плотностей влияет на скорость отсадки меньше, чем вязкость.

Для суждений о возможном эффекте фракционирования минералы солидус-ликвидусного интервала изверженных пород можно разбить на плотностные группы:

с плотностью 4 и выше: магнетит (5,2), ильменит (5), хромит (4,5), алмадин (4,3), фаялит (4,1), перовскит (4,0), герцинит (3,9);

с плотностью между 3 и 3,8: энigmatит (3,8), магниевая шпинель (3,6), дистен (3,6), пироп и гроссуляр (3,6), ферроавгит (3,6), акмит (3,5), сфен (3,5), жадеит (3,5), гиперстен (3,4—3,5), роговые обманки (3,4), диопсид (3,2—3,4), бронзит (3,2—3,3), форстерит (3,2), энстатит (3,1—3,2), апатит (3,2), силлиманит (3,2);

с плотностью между 2 и 2,8: анортит (2,75), альбит (2,65), кварц (2,65), нефелин (2,6), санидин и ортоклаз (2,5—2,6), лейцит (2,5), гаюин (2,5), нозеан (2,3—2,4), анальцим (2,1—2,3).

Из сопоставления величин плотностей следует, что к быстрой отсадке из силикатных расплавов любого состава должны быть склонны железохромовые и железо-титановые окислы, а также высокожелезистые разновидности граната, оливина и шпинели, входящей в первую плотностную группу.

Минералы второй группы сравнительно быстро отсаживались бы из низкоплотностных салических и лейкобазальтоидных расплавов, если бы этому не мешала повышенная вязкость. Гравитационная рассортировка обычных оливинов, пироксенов, невысокожелезистых гранатов, амфиболов, шпинелей, по-видимому, не может быть сильной из-за малого различия плотностей, так же как разделение третьей плотностной группы, представленной салическими минералами.

Минералы третьей группы могут осаждаться в силикатных расплавах и всплывать (флотироваться) в фемических. Их поведение зависит от давления, поскольку сжимаемость расплава и изменения его плотности больше, чем у кристаллов. Из экспериментов следует, что в сухом базальтовом расплаве плагиоклаз Ан (90%) должен погружаться при  $P \leq 5$  кбар, а Ан (65%) — при  $P \leq 1$  кбар; при повышении давления плагиоклазы должны всплывать [Fuji, Kushiro, 1977]. В андезитовом расплаве с 3% воды плагиоклаз Ан (50%) должен погружаться при  $P \leq 10$  кбар и всплывать при  $P \geq 12$  кбар [Kushiro, 1978].

Скорость гравитационной отсадки твердых частиц пропорциональна квадрату радиуса частиц, т. е. убывает экспоненциально с уменьшением их размера. Размер же при прочих равных условиях прямо пропорционален продолжительности и скорости кристаллизации минерала. Продолжительность, как уже отмечено, зависит прежде всего от очередности вступления разных минералов в кристаллизацию, а скорость кристаллизации — от степени пересыщения расплава компонентами минерала в данных условиях. Таким образом, размер частиц при гравитационной отсадке кристаллов в расплаве не является независимым фактором; он сам предопределен валовым составом кристаллизующейся системы и равновесием фаз в ней. Все эти факторы действуют однонаправленно: перемещение зерен определенного минерала в расплаве тем больше, чем раньше он начинает кристаллизоваться, чем больше масса и размеры зерен.

Гравитационной отсадке кристаллов может существенно препятствовать вторичное расплавление (растворение) кристаллов при погружении в нижние, более горячие горизонты магматического очага. Полностью раствориться в первую очередь должны мелкие кристаллы. Скорость растворения прямо зависит от коэффициентов диффузии химических компонентов и обратно — от вязкости расплава [Лебедев, Хитаров, 1979]. Вторичное растворение кристаллов, противодействующее гравитационной отсадке, по-видимому, может играть существенную роль на прогрессивном этапе магматического цикла, если периодически возобновляются подток тепла, флюидов или декомпрессия. Для отсадки кристаллов, очевидно, наиболее благоприятны стадии регрессивного этапа с устойчивым охлаждением.

Гравитационная отсадка кристаллов в верхушечных очагах и каналах улавливается по ритмической смене более силикатных порций базальтоидных лав фемическими с соответствующей разной концентрацией минералов-вкрапленников. Нередко смена повторяется на нескольких стадиях активности одного и того же вулкана, разделенных стадиями покоя. Смена составов в этих случаях довольно слабая, идет в рамках базальтоидной группы.

Направленные изменения состава расплава при кристаллизации в коровых очагах яснее всего документируются строением расслоенных интрузивных массивов. Для некоторых массивов есть основания предполагать низкощелочной субмелалапикритоидный состав исходной магмы. Таковы ультрабазит-базитовые массивы Западного Беломорья [Степанов, 1975] и массив Рам [Уэйджер, Браун, 1970]. Для них характерно большое количество ультраосновных пород, меланократовый состав и повышенная магнезиальность базитов. Кристаллизация магмы начинается с оливина и хромшпинели, к которым присоединяется ортопироксен, затем клинопироксен и плагиоклаз. Состав остаточного расплава, судя по поздним породам в массивах, доходит до лейкобазальтоидного.

Низкощелочная мелабазитовая магма в коровых условиях дает ультрабазит-базитовые массивы, которые известны во многих районах: Мончегорский массив на Кольском полуострове, Златогорский в Казахстане, массивы Воронежского кристаллического щита, лысогорский и мажальский комплексы Алтае-Саянской области, массивы Скергаард в Гренландии, Маскок в Канаде, Дулут в США и многие другие [Кузнецов, 1964; Уэйджер, Браун, 1970; Магматические формации..., 1979; Шарков, 1980]. Последовательность кристаллизации низкощелочного мела-

базитового расплава в общем такая же, как в низкощелочном субмеллапикритоиде, но количество избыточных оливина и ортопироксена здесь меньше, повышена железистость темноцветов. Наиболее поздний парагенезис минералов представлен кварцем и щелочным полевым шпатом с амфиболом и биотитом, иногда с железистым клинопироксеном и оливином. Чаще всего эти минералы образуют интерстициальные гранофиры, реже — обособленные тела их (слои фаялит-геденбергитового гранофира в массиве Скергаард, секущие тела оливиновых феррогранодиоритов и геденбергитовых гранофиров в массиве Дулут). Поздние дифференциаты приближаются по составу к кислым породам, отличаясь от них обычно аномально высоким содержанием железа.

Иногда низкощелочной мелабазитовый расплав кристаллизуется при высоком содержании воды, сильно расширяющем поле кристаллизации амфибола. Вначале высаживается оливин, затем ортопироксен, авгит, паргаситовая роговая обманка и плагиоклаз. Поздние дифференциаты представлены конга-диабазитами с содержанием  $\text{SiO}_2$  до 60% [Зимин, 1973].

Низкощелочная мезобазитовая магма формирует габбро-диабазовые, габбро-долеритовые, габбро-норитовые, габбро-норит-диоритовые, габбро-диоритовые комплексы [Кузнецов, 1964; Магматические формации..., 1979; Дифференцированные габбровые..., 1974; Поляков, Муравьева, 1981; Synton, Vyerly, 1980; и др.]. Кристаллизация начинается обычно с плагиоклаза и клинопироксена (совместно или с небольшим опережением того или другого), в габбро-норитах — с плагиоклаза, орто- и клинопироксенов, а в более редких случаях — с плагиоклаза и оливина, к которым затем присоединяются пироксены. Для завершающей стадии кристаллизации характерен парагенезис плагиоклаза (андезин, олигоклаз-андезин), роговой обманки, биотита, кварца. Поздние дифференциаты представлены гранофирами, иногда плагиогранитами, в виде шпир и жильных обособлений. Последние составляют до нескольких процентов объема массива. Доля их увеличивается при повышенном содержании кремнезема, а также железа в исходном расплаве. В силле аномального высокожелезистого, весьма низкоглиноземистого базита с большим содержанием  $\text{SiO}_2$  (57,4%) в эндоконтактной зоне закалки [MacLeod, 1981] кристаллизация начинается с апатита и титаномagnetита, к которым последовательно присоединяются плагиоклаз, железистый оливин, клинопироксен. Между зонами закалки силл распадается на нижнюю зону габбро и верхнюю такситовую зону кварцевого габбро со значительным количеством феррогранофира среднего состава и меньшим — кислого гранофира с химизмом низко- и умереннощелочного риолита. Гранофиры дают субпараллельные кровле обособления с постепенными переходами к кварцевому габбро и секущие жилки вверх силла.

Тщательные описания градационных переходов от базитов к кислым фракционатам и обособлений последних в дискретные тела редки; более или менее четкая картина переходов зафиксирована в некоторых небольших силлах. В других случаях соображения о прямой фракционной смене базитовых пород кислыми базируются на косвенных данных. Здесь помимо фракционирования кристаллов в образовании салических порций расплава могут играть существенную роль диффузионная или иная миграция щелочей, флюидный перенос кремнезема, ассимиляция кислого материала боковых пород, переплавление кислых ксенолитов, поступление в камеру самостоятельных кислых выплавов.

В лейкобазитовых интрузивных телах, несмотря на их широкое распространение, порядок кристаллизации и фракционные тренды мало изучены. Очевидно отсутствие в них резко выраженных структур расслоения, так же как в мезобазитах. Можно полагать, что кристаллизация, как правило, начинается с плагиоклаза.

Скудны данные о фракционировании в коровых очагах щелочных субмеллапикритоидов. Примером могут послужить силлы щелочных калиевых пикритоидов Центрального Алдана [Кривенко, 1980]. Кристаллизация расплава начинается с оливина и хромшпинели, к которым присоединя-

ется хромистый диоксид, затем ортоклаз и биотит. Характерно отсутствие плагиоклаза. Развитые в районе шонкиниты могут быть производными щелочного субмелапикритовидного расплава.

Кристаллизация щелочных мелабазитовых расплавов сильно зависит от петрохимических вариаций. Низкокальцевая мелабазитовая магма начинает кристаллизоваться с оливина, позднее выделяются клинопироксен, плагиоклаз, титаномагнетит, ильменит, в конце — щелочные полевые шпаты, нефелин, натриевый клинопироксен и амфибол (Массив Гремьяха-Вырмес [Полканов и др., 1967; Металлогенические особенности..., 1971]). Высококальцевые щелочные мелабазитовые расплавы начинают кристаллизоваться с клинопироксена, затем выделяются плагиоклаз и другие минералы (массивы провинции Монтереджан в Канаде [Gandhi, 1970; и др.]; сиенит-габбровый комплекс Камчатки [Флеров, Колосков, 1976]; массивы Ирису и Каинды в Таласском Алатау [Орлова, 1960; и др.]). Крайние фракционаты могут иметь щелочносалический состав (сиениты, в том числе нефелиновые).

Кристаллизация высокощелочного калиевого мелабазитового расплава начинается с оливина и клинопироксена, к которым затем добавляются санидин, биотит, титаномагнетит. Поздние дифференциаты представлены калиевыми сиенитами (лакколит Шонкин-Сар, США [Nash, Wilkinson, 1970]).

В высокощелочном натриевом базитовом расплаве первыми кристаллизуются натрийсодержащий клинопироксен и нефелин, к ним последовательно присоединяются плагиоклаз, гастингсит, биотит, калиевый полевой шпат. Поздние продукты бывают представлены натриевыми нефелиновыми сиенитами (сайженский комплекс [Шаракшинов, 1975]). Из щелочного мезобазитового расплава примерно одновременно начинают кристаллизоваться клинопироксен и плагиоклаз. Поздние фракционаты обычно представлены щелочносалическими породами, обособленными в виде шпир линз, секущих жил [Yagi, 1953; Розинов, 1965; Ермолов и др., 1973].

В кристаллизации высокотитанистых щелочнобазитовых расплавов важную роль играет высадка титаномагнетита и ильменита, которая достигает максимума на средних или поздних стадиях перед обособлением щелочносалического остатка. Необходимо подчеркнуть, что дифференциация щелочных базитовых магм регулируется не только кристаллизацией и фракционированием кристаллов. Существенной может быть миграция щелочей в приконтактные части интрузивных камер, способствующая обособлению щелочносалических порций расплава [Кривенко и др., 1980; Конников и др., 1981].

Различие скоростей в потоке от стенок канала к центру может сопровождаться динамическим или потоковым фракционированием кристаллов — оттеснением их к центру; такого рода явление отмечается в богатых вкрапленниками оливина пикритоидах, но в принципе приложимо к порфировым магмам любого состава [Irving, Price, 1981].

Выше рассмотрены в общих чертах основные факторы магматической системы и их взаимодействие при формировании магматических ассоциаций. Эти факторы можно условно подразделить на *экстенсивные*, которые охватывают прежде всего состав и свойства структурно-вещественных компонентов магматической системы и определяют поток силикатного вещества, и *интенсивные* — физико-химические и термодинамические условия, характеризующие поток энергии и флюидов. Для магматического фракционирования в широком смысле, создающего спектр составов магм, магматических пород и респитов, из экстенсивных факторов первостепенное значение имеют валовой (химический) состав исходных пород и магм, фазово-минеральный состав магматической системы, а также вязкость магм и плотности фаз. Из интенсивных факторов первостепенное значение принадлежит вариациям температуры, давления и режима флюидов, которые нередко можно оценить количественно. Существенны, но могут быть учтены только полуколичественно или по знаку своего влияния тектоно-

физические (геодинамические) условия выплавки и фракционирования магм.

Сопоставление возможностей различных механизмов магматического фракционирования позволяет полагать, что наиболее эффективны процессы перераспределения силикатного вещества между кристаллами и расплавом — частичное плавление и фракционная кристаллизация. Плавление с отделением выплавов в принципе способно создать магматические серии с самыми разнообразными составами, в том числе дискретные серии, включающие любые группы магм. Фракционная кристаллизация в одном цикле способна в некоторых пределах изменить состав каждой из входящих в магматическую серию групп магм. Кроме того, она может в глубинных и субвулканических телах и в мощных, долго остывающих покровах образовать группы полнокристаллических аккумуляционных пород — оливинитовую (дунитовую), троктолитовую, пироксенитовую, анортозитовую, за счет пикритоидных, мелабазальтоидных и лейкобазальтоидных магм, содержащих соответственно избыточный оливин, пироксен, плагиоклаз.

Фракционирование флюидных и некоторых сильно сопряженных с ними породобразующих и рудных компонентов должно наиболее интенсивно проявляться на начальной стадии выплавления (переход флюидов в силикатный расплав) и на стадии продвинутой кристаллизации (переход их в остаточный расплав).

## Глава 2

### ФАЗОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ В МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Для построения петрогенетической модели горной породы совершенно необходимо учитывать данные о минерально-фазовом составе породобразующей системы и отношениях фаз. Химический состав породы сам по себе еще мало говорит о генезисе. Фазовые отношения вместе с физическими параметрами (температура, давление, плотность, вязкость) и влиянием некоторых химических компонентов, не дающих самостоятельных фаз (флюидные примеси в минералах и расплавах и т. п.), регулируют фракционирование вещества. Закономерные связки минералов (котектики) и избыточные минералы определяют появление главных типов магм и ортомагматитов, а также аккумулятивно-магматических пород.

Фазовые отношения рассмотрим применительно к породным группам.

#### Мелапикритоидная группа

Лишь в последние десятилетия широко утвердился взгляд на мелапикритоиды как на ортомагматические породы: сначала для платформенных разновидностей (кимберлитовых и др.), затем, после описания полнозакалочных разновидностей архейских коматиитов из Южной Африки, — для геосинклинальных.

Самостоятельность порфировых мелапикритоидных магм петрологи оспаривали обычно на том основании, что их легко можно представить как порции менее фемической магмы (например, мелабазальтоидной) с перемещенными и скопившимися фенокристаллами избыточного оливина.

Как доказательство кристаллизационно-аккумулятивной природы мелапикритоидов иногда приводят микрондовое определение состава стекловатых включений в оливине, которые в ряде случаев имеют базальтовый состав. Недостаточность подобного довода очевидна, когда стекла оказываются лейкобазальтоидными, т. е. отвечают расплавам, из которых высадка оливина обычно невозможна. Зоны повышенной железистости в оливине вокруг включений стекла и обильные пузырьки флюида внут-

Состав пикритовых и пикритобазальтовых

Номер опыта	1				2		3		4		
	0.001				10	10	20	20	20	20	
	1250	1275	1325	1375	1325	1340	1460	1450	1500	1550	
Р, кбар					Околосилидусное плавление						Продвин. плавл.
Т, °С											
Степень плавления	3,9%	8,5%	18,8%	28,6%							
Равновесные минералы	Ол, Мт				Ол, Оп, Кп, Шп	Ол, Оп, Кп, Шп	Ол, Оп, Кп		Ол, Оп		Ол, Оп
SiO <sub>2</sub>	51,8	51,7	50,1	46,6	51,8	49,0	43,8	43,8	50,2	51,0	
TiO <sub>2</sub>	0,8	0,8	0,7	0,6	0,02	0,6	0,6	1,4	0,8	0,7	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,9	11,8	10,2	7,9	15,3	16,8	19,0	12,7	12,2	8,8	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,8	3,6	4,6	7,0	—	—	—	—	—	—	
FeO	7,0	8,3	8,0	7,3	4,9	10,5	10,9	13,7	9,6	12,2	
MnO	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,1	
MgO	10,5	11,4	15,3	20,1	11,9	11,0	10,5	12,0	13,8	15,7	
CaO	9,9	9,7	8,5	8,1	13,0	10,4	11,5	13,7	10,7	9,3	
Na <sub>2</sub> O	2,3	2,3	1,9	1,6	1,4	0,8	2,3	1,4	1,5	1,3	
K <sub>2</sub> O	0,6	0,4	0,4	0,3	0,1	0,5	1,1	0,6	0,6	0,3	
Нормативный											
Оливин	—	—	7,3	21,1	0,7	6,7	27,8	27,3	16,2	12,8	
Ортопироксен	22,1	29,4	28,8	17,6	24,6	32,3	15,4	—	19,0	52,6	
Клинопироксен	22,7	21,7	19,0	20,8	26,7	9,5	—	33,2	22,4	23,0	
Анортит	20,3	21,0	18,1	13,3	35,1	40,5	38,2	26,7	24,5	17,0	
Альбит	19,7	19,1	16,1	13,8	12,1	6,7	0,6	—	13,3	12,1	
Ортоклаз	3,3	2,3	2,4	1,6	0,6	3,1	6,5	1,8	3,5	1,6	
Нефелин	—	—	—	—	—	—	16,2	7,6	—	—	
Лейцит	—	—	—	—	—	—	—	1,4	—	—	
Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Примечание. 1 — перидотит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 4,3, MgO — 33,4% [Reay, Harris, 1964]); 3 — шпинельный лерцолит с добавкой 1% безводных компонентов флогопит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 5,0, MgO — 1977); 5 — шпинельный перидотит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 8,2, MgO — 26,5% [Mysen, Kushiro, 1977]); 6 — лерцолит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 3,2, MgO — 40% [Jacues, Green, 1980]); 7 — гранатовый перидотит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,8, MgO — 37,2%; насыщение углекислотой [Wendlandt, Mysen, 1980]); 8 — шпинельный лерцолит при 20 кбар [Mysen, Boettcher, 1975]); 9 — пиролит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 3,5, MgO — 37,5%; насыщение водой

при включений [Anderson, 1974] могут указывать на то, что наблюдаемые стекловатые включения — остаток от поздней кристаллизации расплава, протекавшей уже внутри зерна оливина. Пересчет на суммарный объем включения вместе с окружающей его зоной обогащенного железом оливина дает мелапикритовый состав расплава, равновесный с высокомагнезиальным оливином [Anderson, 1974] (табл. 1). Изменение состава стекол у границы с зернами оливина при неравновесной закалочной кристаллизации установлено в экспериментах [D. Green, 1973в; Kushiro, 1974; и др.]. Если отсутствуют доказательства того, что бывший расплав стекловатых включений равновесен с незакалочным оливином, использовать аккумуляционную модель для мелапикритовидов нельзя.

По петрохимическим соотношениям (табл. 2) наиболее приемлемым источником мелапикритовидов можно считать кальцийсодержащие перидотиты — лерцолиты того же состава, что и мелапикритовиды или еще более феррические, более магнезиальные породы. В принципе в мелапикритовидный расплав могут вовлекаться породы, тяготеющие по составу к пироксенитам, гарцбургитам, дунитам. Набор магнезиальных пород может включать в себя ортомагматические, аккумулятивно-магматические образования и реститы — остатки от более ранних циклов плавления [Arndt, 1977а, б], а также продукты глубинного метаморфизма. В экспе-

выплавки из перидотитовых пород и смесей

5		6			7				8		9	
20	20	15	15	15	15	15	15	15	15	20	10	20
1360	1375	1350	1450	1550	1415	1425	1500	1600	1150	1100	1100	1100
Около-солид.	Прод-вин. плавл.	11 об. %	25 об. %	44 об. %	~20%	~30%	~50%	~65%	Нет данных		47%	~30%
Ол, Оп, Кп, Шп	Ол, Оп,	Ол, Оп, Кп, Шп	Ол, Оп, Шп	Ол, Шп	Ол, Оп		Ол	Ол, Оп, Кп, Шп		Ол, Кп, Шп	Ол, Оп	
41,8	47,7	47,3	48,4	50,4	51,5	50,1	49,0	45,7	43,5	45,8	56,1	48,4
0,8	0,8	0,5	0,3	0,2	0,7	0,8	0,5	0,4	0,5	0,7	2,5	2,4
15,8	12,3	14,8	11,8	7,3	10,5	10,8	5,6	4,3	10,5	12,0	12,4	11,0
—	—	0,8	0,4	0,2	—	—	2,8	2,1	—	—	—	—
9,8	7,9	9,2	9,0	8,3	9,9	10,8	14,0	11,9	13,0	9,9	7,3	9,4
0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,15	—	—	—	—
19,9	17,8	14,6	18,1	26,3	9,1	9,1	20,5	29,3	10,7	18,3	9,3	14,4
10,1	12,1	11,0	11,0	6,7	9,3	9,1	6,6	5,0	13,8	10,2	9,5	9,6
0,9	0,8	1,3	0,7	0,4	0,5	0,7	0,7	0,5	2,9	1,6	2,0	1,9
0,1	0,2	0,2	0,07	0,04	0,4	0,4	0,3	0,2	0,4	0,1	0,5	0,4
состав												
47,0	26,2	23,6	23,1	22,4	—	—	14,0	40,3	25,2	36,8	—	16,4
—	12,4	16,6	20,6	12,0	17,1	16,1	16,5	12,5	—	—	18,8	21,9
8,5	23,2	11,6	20,8	43,2	31,6	30,1	46,3	30,0	32,2	24,7	23,5	15,9
37,6	28,7	33,9	28,9	18,2	4,2	5,8	11,6	8,9	—	19,9	23,6	20,3
1,7	6,8	11,0	5,8	3,1	25,3	25,1	5,7	4,1	—	18,4	16,8	16,3
0,4	1,0	1,1	0,5	0,2	2,2	2,2	1,1	1,1	—	0,6	2,8	2,2
3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,0	8,3	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	10,3	9,0	—	—	—	—	9,4	—

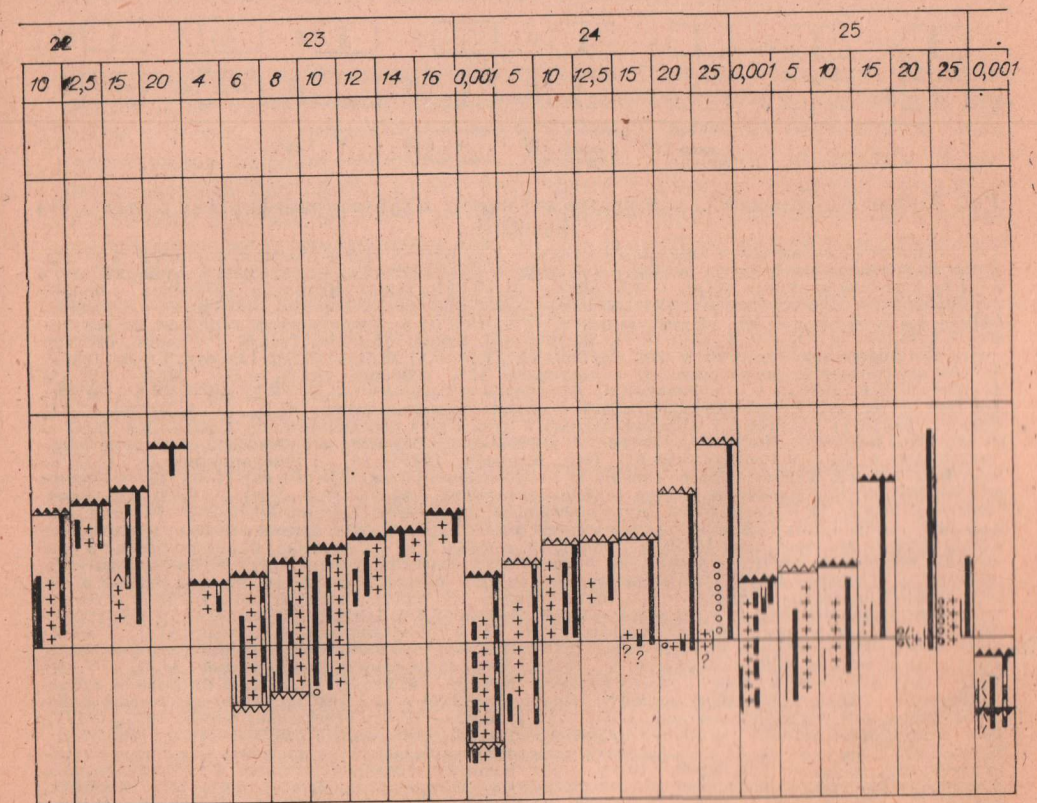
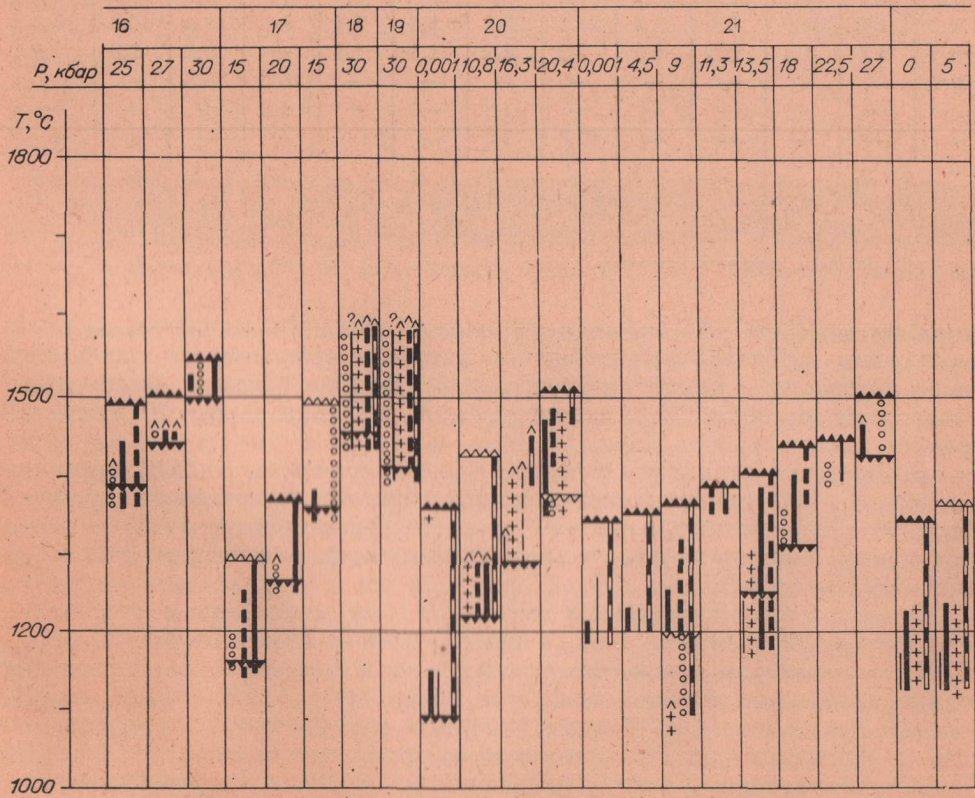
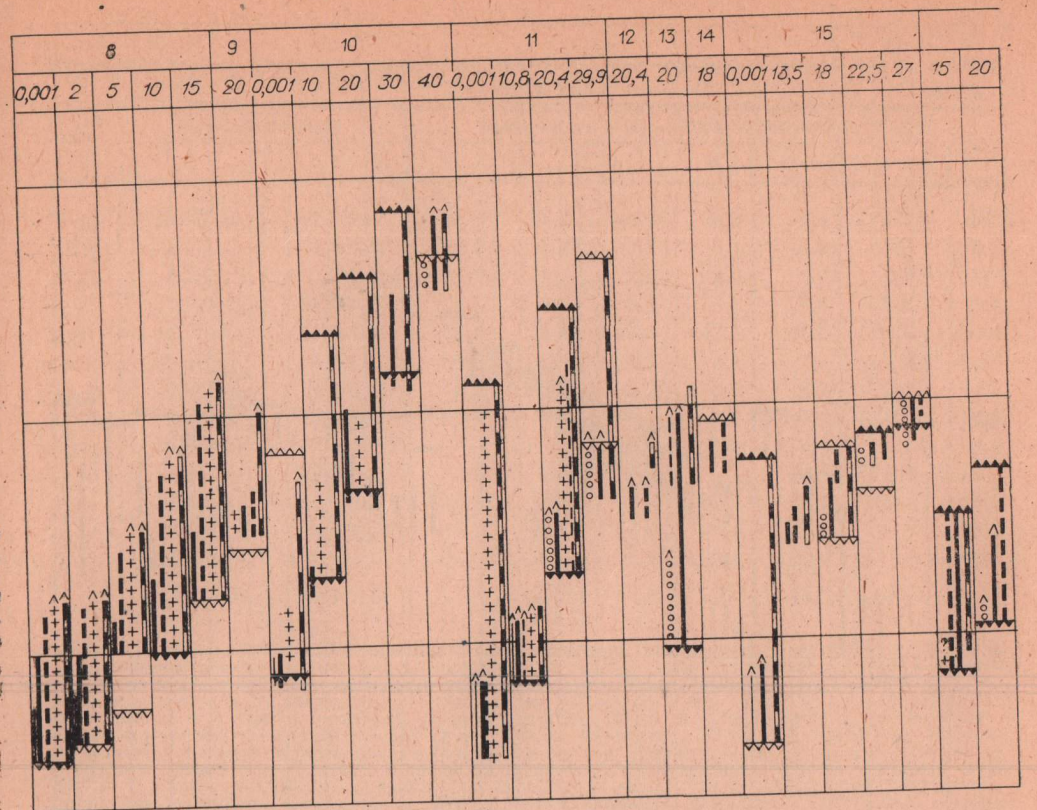
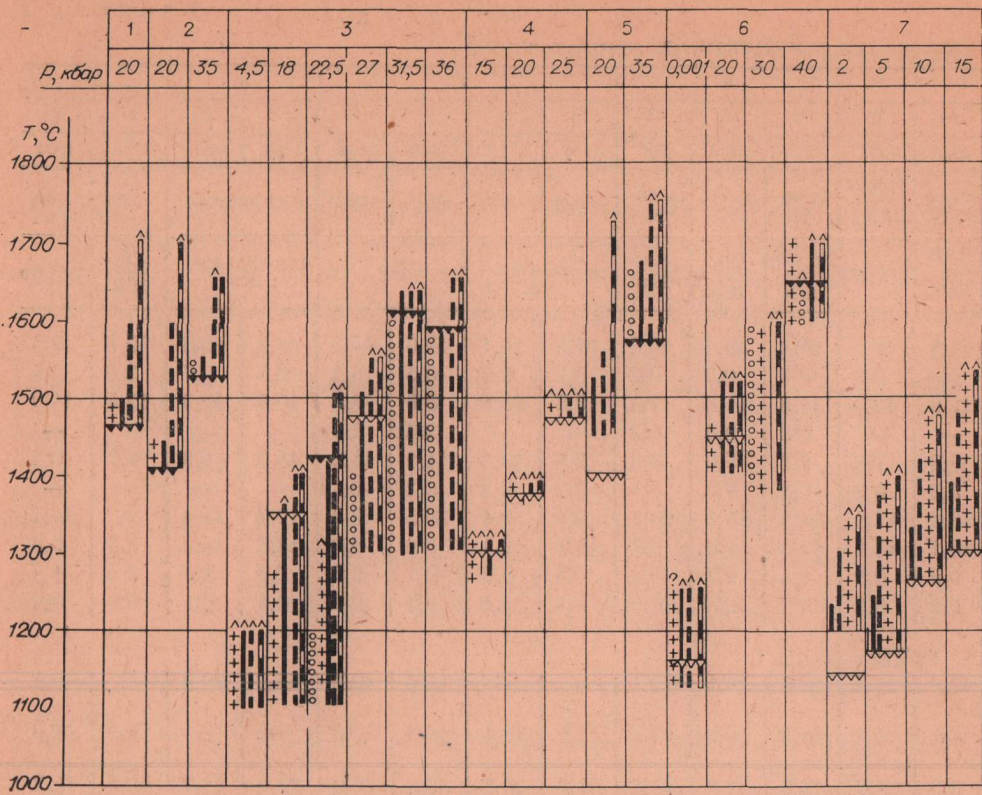
2 — смесь минералов из гранатового лерцолита (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 6,8, MgO — 28,6% [Kushiro, 1973б]); 32,5% [Kushiro, 1973б]); 4 — гранатовый перидотит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,8, MgO — 37,2% [Mysen, Kushiro, 1977]); 5 — шпинельный перидотит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 8,2, MgO — 26,5% [Mysen, Kushiro, 1977]); 6 — лерцолит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 3,2, MgO — 40% [Jacues, Green, 1980]); 7 — гранатовый перидотит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,8, MgO — 37,2%; насыщение углекислотой [Wendlandt, Mysen, 1980]); 8 — шпинельный лерцолит при 20 кбар [Mysen, Boettcher, 1975]); 9 — пиролит (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 3,5, MgO — 37,5%; насыщение водой [D. Green, 1973б]). Тире — нет данных.

рипентах до 50—60 кбар на солидусе перидотитов и на значительном температурном интервале над солидусом устойчив ортопироксен, на более узком интервале — клинопироксен (рис. 3). До 27—30 кбар с указанными минералами ассоциируется шпинель, при давлении более 20 кбар — гранат.

Шпинельные лерцолиты содержат 65—90% оливина, 5—20% ортопироксена, 3—14% клинопироксена, до 3% шпинели. В гранатовых лерцолитах 60—70% оливина, в среднем около 30% ортопироксена, до 2% клинопироксена, примерно 5% граната, спорадически — флогопит [Maaloe, Aoki, 1977; и др.].

Оливин-клинопироксеновая котектика при атмосферном давлении содержит приблизительно 10%, а при 20 кбар — 30% оливина [Йодер, 1979], т. е. имеет пироксенитовый состав. Для получения мелапикритовидных выплавки, очевидно, требуется подъем температуры выше точки полного выплавления оливин-клинопироксеновой котектики (с ортопироксеном, шпинелью или гранатом) и затем плавление оливина.

В многочисленных опытах плавления и кристаллизации перидотитов при разных давлениях оливин присутствует на солидус-ликвидусном интервале и как избыточный на ликвидусе до 50—80 кбар (отвечающих глубинам в 150—250 км), при допустимом для природных систем содержании



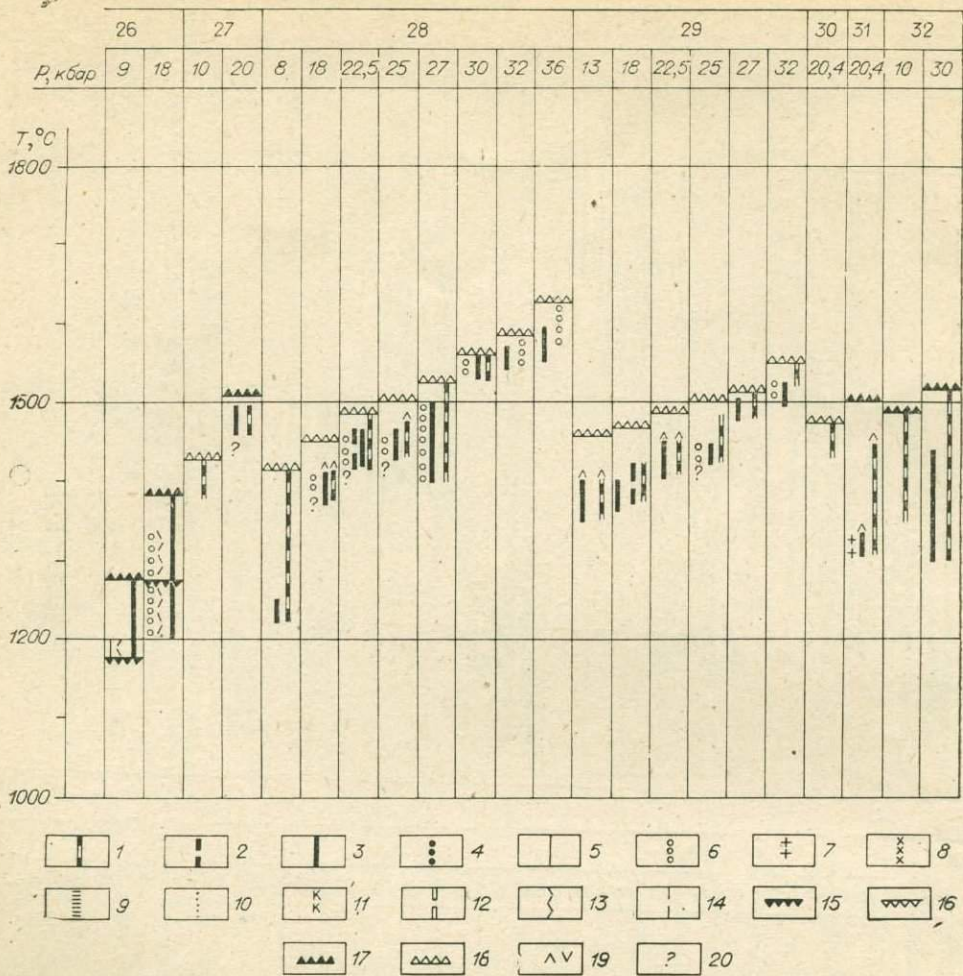


Рис. 3. Фазовые отношения для ультрамафитовых и субультрамафитовых составов без флюидов.

1 — перidotит из включения в базальте ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 2,1, MgO — 41,9% [Scarfe e. a., 1979]); 2 — перidotит из включения в базальте ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 3,9, MgO — 38,8% [Scarfe e. a., 1979]); 3 — пиролит, смесь 1 : 3 из базальта и дунита ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 3,5, MgO — 37,5% [D. Green, Hibberson, 19706]); 4 — шинелевый перidotит, смесь неизмененных мономинеральных фракций [Kornprobst, 1970]; 5 — перidotит ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 2,8, MgO — 37,2% [Mysen, Kushiro, 1976, 1977]); 6 — шинелевый перidotит из включения в базальте ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 4,9, MgO — 32,4% [Kushiro, Syono, Akimoto, 1968]); 7 — смесь, соответствующая перidotиту с удалением 40% оливина ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 5,4, MgO — 32,8% [Jaques, Green, 1980]); 8 — смесь, соответствующая пиролиту с удалением 40% оливина ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 5,9, MgO — 28,8% [Jaques, Green, 1980]); 9 — перidotит из включения в базальте ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 8,2, MgO — 26,5% [Mysen, Kushiro, 1976, 1977]); 10 — перidotитовый коматит (мелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 7,5, MgO — 25,1% [Arndt, 1976]); 11 — смесь 1:1 пикритобазальта и перidotита (мелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,4, MgO — 24,6% [Ito, Kennedy, 1968]); 12 — смесь 1:1 нефелинового базальта и перidotита (щелочной мелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 8,4, MgO — 24,6% [Ito, Kennedy, 1968]); 13 — субмелалпикритонид ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,0, MgO — 20,1% [Tilley, Yoder, 1964]); 14 — субмелалпикритонид [D. Green, 1970]; 15 — базальт с добавкой окислов магния и железа (субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12,4, MgO — 18,8% [Д. Грин, Рингвуд, 1968]); 16 — гранатовый двупироксеновый пироксенит [Kornprobst, 1970]; 17 — гранатовый пироксенит [Kornprobst, 1970]; 18 — смесь 1 : 1 : 1 : 1 оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната из перidotита [O'Hara, 1963a]; 19 — смесь 1 : 1 : 2 оливина, клинопироксена и граната из перidotита [O'Hara, 1963a]; 20 — смесь 3 : 1 базальта и перidotита (субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,1, MgO — 16,1% [Ito, Kennedy, 1968]); 21 — базальт с добавкой окислов магния и железа (субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,1, MgO — 14,6% [Д. Грин, Рингвуд, 1968]); 22 — субмелалпикритонид лунный ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 7,5%, MgO — 16,7, FeO — 17,6% [Grove, Walker e. a., 1973]); 23 — субмелалпикритонид лунный [Hodges, Kushiro, 1973]; 24 — субмелалпикритонид лунный ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 8,6%, MgO — 11,1, FeO — 22,9% [Walker e. a., 1977]); 25 — субмелалпикритонид лунный ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,2%, MgO — 10,4, FeO — 19,2% [Walker e. a., 1977]); 26 — субмелалпикритонид лунный ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,5%, MgO — 7,2, FeO — 19,4,  $\text{TiO}_2$  — 11,0% [Meyson, Melson, 1973]); 27 — урандит (щелочной субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,9, MgO — 20,3% [Edgar, Condliffe e. a., 1980]); 28 — пикритовый нефелинит (щелочной субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12,3, MgO — 17,0% [Bultitude, Green, 1967, 1977]); 29 — пикритовый базанит (щелочной субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12,0, MgO — 16,7% [Bultitude, Green, 1977]); 30 — смесь 3 : 3 : 2 базальта, нефелинового базанита и перidotита (щелочной субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12,3, MgO — 16,1% [Ito, Kennedy, 1968]); 31 — смесь 3 : 1 нефелинового базанита и перidotита (щелочной субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 11,5, MgO — 16,6% [Ito, Kennedy, 1968]); 32 — биотитовый мафурит (кальцевый щелочной субмелалпикритонид,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 8,0%, MgO — 16,1,  $\text{K}_2\text{O}$  — 7,3% [Edgar e. a., 1976; Рябчиков, Грин, 1978]).

1 — оливин; 2 — ортопироксен; 3 — клинопироксен; 4 — пироксен без уточнения; 5 — плагиоклаз; 6 — гранат; 7 — шпинель; 8 — дистен; 9 — корунд; 10 — кварц; 11 — косит; 12 — калишпат; 13 — ильменит; 14 — рутил; 15 — солидус; 16 — то же, ориентировочное положение; 17 — ликвидус; 18 — то же, ориентировочное положение; 19 — устойчивость минерала выше или ниже данного температурного уровня не проверена; 20 — минерал зафиксирован неуверенно.

## Петрохимические характеристики мелапикритоидов и кристаллических пород перидотитового ряда

Петрохим. по-казат.	Мелапикритоиды		Кристаллические породы перидотитового ряда						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	38,7(3,2)	44,7(1,8)	45,0	45,7	44,4	44,2	44,4	47,2	48,2
TiO <sub>2</sub>	2,7(1,7)	0,5(0,3)	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,2(2,4)	5,9(1,4)	1,7	3,7	2,4	2,0	1,9	0,9	1,9
FeO'	11,9(2,4)	11,1(1,2)	8,3	8,3	8,3	8,3	9,0	6,9	9,4
MgO	28,1(5,8)	30,6(2,6)	42,6	38,4	42,1	42,2	41,2	42,8	26,4
CaO	10,4(4,6)	5,7(1,4)	0,7	2,3	1,3	2,1	2,7	1,6	12,9
Na <sub>2</sub> O	0,5(0,4)	0,4(0,2)	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,2
K <sub>2</sub> O	0,8(0,5)	0,2(0,2)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,8(0,6)	0,1(0,1)	—	—	0,1	0,0	0,1	—	0,0
a	1,9(1,0)	0,9(0,4)	0,4	0,6	0,6	0,4	0,3	0,4	0,4
b(b')	57,4(5,1)	54,1(2,3)	60,3	57,3	60,3	61,0	59,7	59,6	54,8
n	47,4(23,2)	75,3(16,0)	75,2	82,0	82,0	84,5	78,5	60,3	63,7
Q	-28,5(7,8)	-20,1(3,4)	-24,4	-21,9	-25,5	-25,8	-22,8	-21,6	-13,7
F	20,0(7,5)	16,7(2,6)	9,9	10,8	10,0	9,9	11,0	8,3	16,7

Примечание. 1 — мелапикритоиды платформ (кимберлиты, меймечиты и др.); статистики рассчитаны по средним для 19 ассоциаций; в скобках даны среднеквадратичные отклонения [Белоусов и др., 1982]. 2 — мелапикритоиды геосинклинальных областей (коматиты и др.); статистики рассчитаны по средним для 14 ассоциаций [Белоусов и др., 1982]. 3 — гарцбургиты; Атлантического и Индийского океанов (75 ан. [Дмитриев, 1973]). 4 — перидолиты Атлантического и Индийского океанов, главным образом из драг (55 ан. [Дмитриев, 1973]). 5 — шпинелевые перидолиты океанов в основном из ксенолитов в базальтоидах (83 ан. [Maaloe, Aoki, 1977]). 6 — шпинелевые перидолиты континентов, главным образом из ксенолитов в базальтоидах (301 ан. [Maaloe, Aoki, 1977]). 7 — перидолиты Корякско-Камчатской складчатой области (30 ан. [Велинский, 1979]). 8 — пироповые перидотиты ксенолитов из кимберлитов [Глубинные ксенолиты..., 1975]. 9 — верлиты Корякско-Камчатской складчатой области (16 ан. [Велинский, 1979]).

флюидов. Фракционирование ликвидусного оливина объясняет статистический сдвиг состава мелапикритоидов в менее богатую нормативным оливином область по сравнению с перидотитами, а также обогащение мелапикритоидов титаном, алюминием, железом, кальцием, щелочами. Фракционирование постоянно присутствующего в системе оливина объясняет антагонизм магния ко всем другим породообразующим петрохимическим компонентам мелапикритоидов (см. гл. 6). В экспериментах при давлениях до 30 кбар установлено, что из безводных перидотитов равновесные с оливином выплавки мелапикритоидного состава получаются при весьма продвинутом плавлении (начиная с 35—50%-ного, в зависимости от валового состава смеси) (см. табл. 1) [Mysen, Kushiro, 1977; Wendlandt, Mysen, 1980; Jaques, Green, 1980].

В присутствии воды в околосолидусной области перидотитов при умеренных и высоких давлениях устойчив амфибол (рис. 4—6), при повышенном содержании калия также флогопит (рис. 6—8). В присутствии углекислоты примерно до 30 кбар у солидуса устойчивы карбонаты (рис. 9). В присутствии воды восстанавливается инконгруэнтное плавление энстатита, сдерживаемое высоким давлением в сухих условиях [Kushiro e. a., 1968; Sclar, 1970]. При 10—30 кбар и  $P_{H_2O} = P_{общ}$  оно происходит при 1270—1360°C и ведет к повышению устойчивости оливина на солидус-ликвидусном интервале и тем самым к повышению кремнеземистости расплава.

Наиболее раскристаллизованные разновидности перидотитовых коматитов, принадлежащих к геосинклинальным мелапикритоидам, содержат 40—55% высокомагнезиального оливина, 35—50% глиноземистого клинопироксена, немного хромита и до 10% бывшего стекла [Arndt e. a., 1979]. Раскристаллизованные меймечиты — разновидности платформенных мелапикритоидов — содержат 50—60% оливина, до 40% клинопироксена, до 10% магнетита и титаномагнетита, немного ильменита и хромита [Васильев, Золотухин, 1975].



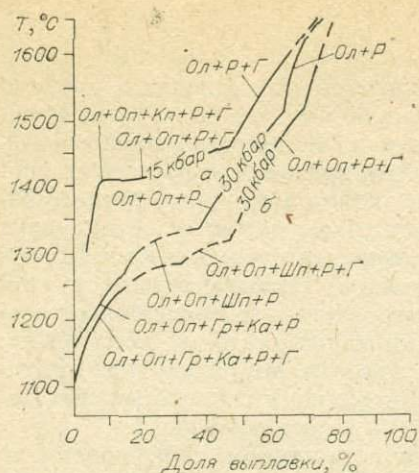


Рис. 9. Кинетика плавления и фазовый состав перидотита при 15 кбар (при избытке  $\text{CO}_2$ ) и 30 кбар (а — при содержании 5%  $\text{CO}_2$ , б — при избытке  $\text{CO}_2$ , в — при содержании 5%  $\text{CO}_2$ ) [Wendlandt, Mysen, 1978, 1980].

Г — газовая фаза  $\text{CO}_2$ .

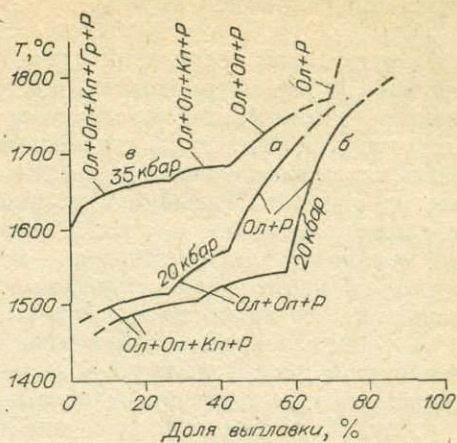


Рис. 10. Кинетика плавления и фазовый состав сухого перидотита (а) и с содержанием 1,9% воды (б) при 20 кбар и сухого перидотита (в) при 35 кбар [Mysen, Kushiro, 1977].

В небрекчиевых разновидностях кимберлитов, которые можно считать ортомагматическими, главными породообразующими минералами служат оливин (обычно более 50%), клинопироксен (до 25—30%), флогопит (до 5—10%), перовскит; в переменных, обычно малых количествах имеются пикроильменит, магнетит, хромшпинели, апатит, гранат; иногда появляется монтчеллит. Передок ортопироксен, по крайней мере в ксенокристаллах. Оливин, клинопироксен, гранат иногда дают мегакристы.

В опытах по плавлению и кристаллизации кимберлитов и щелочных некимберлитовых мелапикритоидов [Ito, Kennedy, 1968; Ito e. a., 1968; Давыденко и др., 1970; Геншафт, 1977] показано, что в околосолидусной части интервала плавления примерно до 25 кбар равновесны оливин и клинопироксен, а при малых содержаниях или отсутствии воды также ортопироксен (см. рис. 3). При более высоких давлениях к указанным минералам в субсолидусе добавляется гранат. У ликвидуса устойчив оливин и при малом содержании воды также ортопироксен.

Таким образом, равновесие с избыточным оливином обязательно для генерации мелапикритоидных расплавов. В некоторых случаях оливин ассоциируется на их ликвидусе с ортопироксеном (гарцбургитовая минеральная ассоциация). Пауза перед плавлением избыточного оливина (см. рис. 9; рис. 10) может объяснить статистический минимум, отделяющий мелапикритоидную группу от субмелапикритоидной (при порционном отводе выплавки; см. гл. 1).

Мелапикритоидная магма представляет собой смесь, состоящую в основном из оливинового и подчиненного пироксенового компонента. Вхождение в мелапикритоидную магму пироксенитовой котектики косвенно подтверждено наличием положительной «пироксенитовой» петрохимической связи  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}'$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  в мелапикритоидах (гл. 5). Пропорция оливиновой и пироксеновой составляющих определяет в основном состав групп. Так как для образования мелапикритоидного расплава плавление перидотита должно быть сильно продвинутым, оно вполне может достигнуть распада кристаллического каркаса породы [D. Green, 1975; Arndt, 19776]. Это резко облегчит сегрегацию мелапикритоидной магмы. Вместе с тем открывается возможность захвата и перемещения с магмой какой-то части избыточного кристаллического оливина.

## Субмеллапикритоидная группа

В магматической петрологии субмеллапикритоиды до последнего времени отдельно не рассматривались. Они объединялись с базальтами как фракционаты, обогащенные кристаллами оливина и пироксенов, либо с меллапикритоидами. Уяснению связности субмеллапикритоидной группы не способствует неупорядоченная номенклатура пород (пикриты, пикритобазальты, океаниты, лимбургиты, анкарамиты, анкаратриты, абсарокиты, нефелиниты, коматииты и т. д.), перекрывающаяся отчасти с номенклатурой меллапикритоидов, отчасти — базальтоидов. Самостоятельность этой группы вулканитов (сопоставимой с пироксенитовой) сейчас начинает осознаваться, что видно на примере выделения пироксенитовых коматиитов.

Самостоятельность заключается прежде всего в том, что группа опирается на свои особые котектики, главной минеральной составляющей которых являются пироксены, а обязательной — клинопироксен.

Клинопироксен либо его комбинация с оливином наблюдается во вкрапленниках всех порфировых субмеллапикритоидов. Клинопироксен бывает представлен авгитом, салитом, диоксидом, хромдиоксидом. Отмечены мегакристы диоксида [Кутыев и др., 1980]. Спорадически в породах появляется основной плагиоклаз. Отмечается хромшпинель. В низкощелочных субмеллапикритоидах иногда появляется ортопироксен, в щелочных — титанистая шпинель, калишпат, лейцит, нефелин, анальдим, флогопит.

Значительно раскристаллизованные разновидности пироксенитовых коматиитов содержат 30—70% авгита, до 8 пижонита или бронзита, до 16 оливина, до 6 плагиоклаза, до 2 хромита, до 6 вторичного амфибола, до 10—20% бывшего стекла [Arndt et al., 1979]. В аналогах ортопироксенитов (фемические разновидности бонинитов) вкрапленники представлены клиноэнстатитом и непостоянно бронзитом; в основной массе — те же минералы с пижонитом, авгитом, оливином, хромшпинелью. Отличительная особенность низкобарического минерального состава субмеллапикритоидов — преобладание пироксена над оливином, резкий перевес фемических минералов над плагиоклазом.

Для сравнения приведем минеральный состав раскристаллизованных лунных субмеллапикритоидов («базальтов») «Аполлон-12» [Dungan, Brown, 1977]: высококальциевый пироксен 21—33%, низкокальциевый пироксен 15—36, оливин 0—30, плагиоклаз 11—38, ильменит 0—7, шпинель 0—2, мезостазис 0—5%. Химический состав этих пород дан в табл. 3.

В субмеллапикритоидах известны ксенолиты шпинелевых, а в щелочных разновидностях также гранатовых перидотитов.

Петрохимическое сравнение субмеллапикритоидов с кристаллическими породами перидотито-пироксенитового ряда (см. табл. 2, 3) позволяет полагать, что для выплавки их могут быть благоприятны несколько обогащенные клинопироксеновой составляющей глиноземистые перидотиты, а также пироксениты и переходные породы. Те и другие могут в принципе обеспечить большой объем субмеллапикритоидных выплавок при продвинутом плавлении.

Для генетического истолкования составов меллапикритоидов важны данные опытов в окололиквидусной области субультрамафитовых систем, а также в околосолидусной и средней частях интервала частичного плавления ультрамафитов.

Некоторые данные о природе субмеллапикритоидных котектик дают опыты с упрощенными фемическими системами. В системе диоксид — форстерит (рис. 11) установлена котектика состава оливинового пироксенита с содержанием диоксида более 90%. Примечательно, что температура плавления чистого диоксида и смесей с содержанием диоксида начиная от 75% лишь немного выше этой котектики, так же как температура совместного плавления диоксида, форстерита и энстатита (рис. 12).

В системе энстатит — диоксид (рис. 13) эвтектоидный минимум ликвидуса приходится на состав с примерно 70% диоксидового компонента.

Петрохимические характеристики субмеллапикритондной группы и пироксенитов

Петрохим. показат.	Субмеллапикритонды							Пироксениты				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	44,6(2,8)	49,3(3,9)	43,2(2,8)	46,0(4,1)	57,2	45,3	40,0	44,9	49,7	51,8	52,5	55,4
TiO <sub>2</sub>	2,8(1,1)	0,8(0,7)	2,8(0,9)	2,0(1,3)	0,3	4,5	3,7	0,9	0,3	0,4	0,1	0,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,9(1,2)	10,0(1,6)	10,9(1,0)	10,3(1,4)	9,2	9,2	11,2	12,6	4,1	4,5	2,9	0,9
FeO'	12,6(1,4)	11,2(1,7)	12,3(1,0)	12,0(1,6)	9,3	10,6	21,3	8,3	7,6	7,2	10,1	9,1
MgO	14,2(2,9)	16,4(2,3)	14,5(2,0)	15,2(2,6)	17,1	12,1	11,7	13,8	18,8	21,7	24,0	32,6
CaO	11,3(2,8)	9,5(2,1)	11,6(1,8)	10,6(2,5)	5,2	9,3	10,7	18,3	18,2	13,4	9,6	1,4
Na <sub>2</sub> O	2,0(0,8)	1,4(0,6)	2,5(0,8)	1,9(0,8)	0,9	2,1	0,4	0,6	0,5	0,6	0,3	0,1
K <sub>2</sub> O	1,4(1,2)	0,5(0,6)	1,0(0,4)	0,9(0,9)	0,3	5,0	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1	0,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,5(0,3)	0,2(0,2)	0,6(0,3)	0,4(0,3)	0,1	1,2	—	—	0,1	—	0,0	0,0
<i>a</i>	5,8(2,6)	3,5(1,7)	6,2(2,0)	5,0(2,4)	2,1	10,5	1,0	1,6	1,2	1,1	0,6	0,2
<i>b(b')</i>	42,4(2,5)	40,9(3,6)	42,8(1,6)	41,9(2,9)	34,9	37,7	45,0	42,9	49,6	47,8	49,4	50,6
<i>n</i>	70,2(16,4)	82,5(12,3)	80,3(7,0)	77,8(13,7)	78,8	38,8	91,3	81,0	73,2	91,1	84,6	77,4
<i>Q</i>	-17,7(6,5)	-8,8(8,3)	-21,3(7,2)	-15,3(9,0)	8,1	-19,9	-14,4	-13,4	-9,15	-6,0	-5,2	-3,1
<i>F</i>	33,7(6,2)	27,8(4,2)	32,6(4,3)	31,1(5,6)	23,9	33,7	50,5	25,1	18,6	15,6	19,1	13,5

Примечание. 1 — субмеллапикритонды платформ и материково-шельфовых плато; средние рассчитаны по оценкам средних для 20 ассоциаций; в скобках — среднеквадратичные отклонения. 2 — субмеллапикритонды окраинных и внутренних морей и геосинклинальных областей (22 ассоциации). 3 — субмеллапикритонды океанов (16 ассоциаций). 4 — субмеллапикритонды, сводная выборка (59 ассоциаций). (5 — субмеллапикритонды ряда бонинита, Кейп-Фогель, Новая Гвинея (15 ан. [Smith, Davies, 1976]). 6 — лейцититы, нефелиниты, Новый Южный Уэльс (34 ан. [Cundary, 1973]). 7 — лунные субмеллапикритонды («базальты»), «Аполлон-12» (9 ан. [Мэйсон, Мелсон, 1973]). 8 — клинопироксениты из ксенолитов в базальтах гребки Тувим (20 ан. [Глубинные ксенолиты..., 1975]). 9 — клинопироксениты Корякско-Камчатской складчатой области (32 ан. [Велинский, 1979]). 10 — вебстериты из ксенолитов в базальтах (19 ан. [Глубинные ксенолиты..., 1975]). 11 — вебстериты Корякско-Камчатской складчатой области (6 ан. [Велинский, 1979]). 12 — ортопироксениты Корякско-Камчатской складчатой области (11 ан. [Велинский, 1979]).

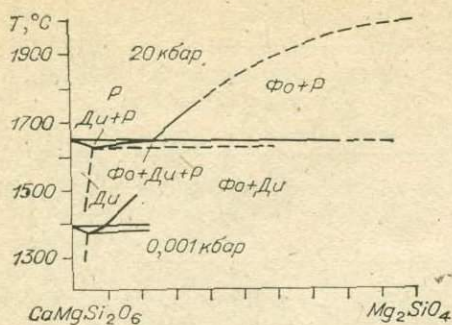


Рис. 11. Фазовые отношения в системе диопсид — форстерит при 1 атм и 20 кбар [Kushiro, 1964].

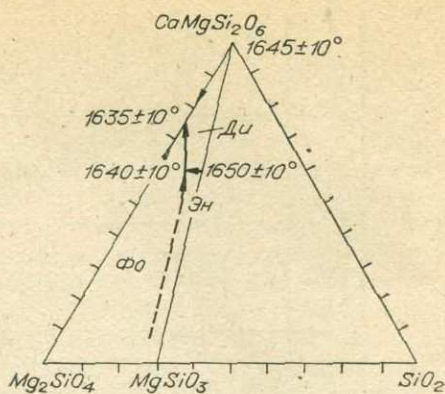


Рис. 12. Фазовые отношения на ликвидусе системы форстерит — диопсид — энстатит при 20 кбар [Kushiro, 1964].

Стрелки на котектических линиях — направление снижения температуры.

Лишь ненамного выше температура плавления котектики энстатит — клинопироксен (пижонит) с 60% диопсида. Примечательно, что близкие температуры плавления имеют клинопироксены с некоторым избытком магнезиального компонента против нормы диопсида (см. рис. 13).

В системе волластонит — энстатит — глинозем вблизи сечения гроссуляр — пироп при 30 кбар (рис. 14) [Йодер, 1979] установлена эвтектическая точка с составом примерно 3,5 части диопсида на одну часть граната, богатого пироповой составляющей. Этот состав эвтектики аналогичен субмелалапикритоидному.

В системе  $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$  при 40 кбар [Davies, Schairer, 1965; Йодер, 1979] обнаруживается четверная эвтектика состава диопсид 47%, пироп 47, энстатит 3, форстерит 3%. При пересчете на низкобарические минералы этот состав соответствует смеси 22% диопсида, 26 энстатита, 32 анортита и 20% форстерита. Он по значительному суммарному преобладанию фемических компонентов над анортитом и пироксенов над оливином аналогичен субмелалапикритоидам (пикритам). Подтверждением служит то, что более приближенный к природному синтетический пикрит (с 18,8 MgO и 12,4%  $Al_2O_3$ ) в пересчете на эклогитовую ассоциацию содержит 40% клинопироксена, 43 граната, 13 оливина, 4% ильменита [Д. Грин, Рингвуд, 1968]. Отметим, что в высокобарической четверной эвтектике энстатита расходуется не меньше, чем оливина, но значительно меньше, чем клинопироксена. При плавлении этой эвтектики весь клинопироксен переходит в выплавку при 25%-ном плавлении исходной смеси, если последняя имеет примерный состав гранатового перидотита (оливин 57%, ортопироксен 17, клинопироксен 12, гранат 14% [Йодер, 1979]). Таким образом, субмелалапикритоидная выплавка может составить ориентировочно до 25% от объема исходного перидотита, что не противоречит результатам опытов с реальными породами.

Для той же четверной системы показано [Presnall et al., 1979], что линия солидуса в интервале от 10 до 20 кбар соответствует переходу в расплав всех минеральных фаз, кроме оливина. Так как состав выплавки у солидуса

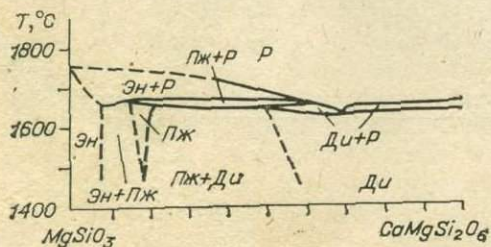
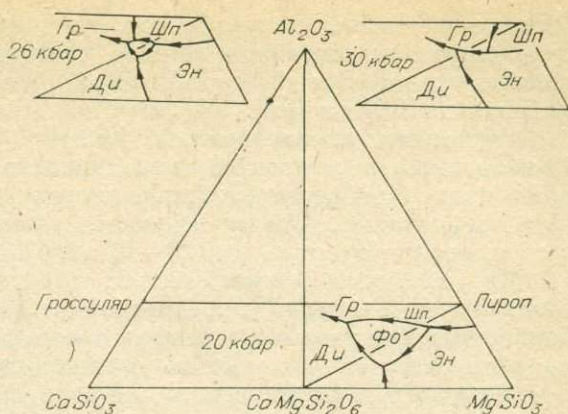


Рис. 13. Фазовые отношения в системе энстатит — диопсид при 20 кбар [Kushiro, 1969].

Рис. 14. Фазовые отношения на ликвидусе пироксенитовой части сухой системы волластонит — энстатит —  $Al_2O_3$  при высоких давлениях [Йодер, 1979].

Стрелки на котектических границах указывают направление снижения температур.

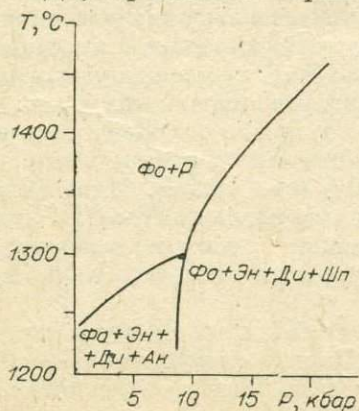


буферируется на всем этом интервале давлений форстеритом, он должен быть относительно постоянен. Проанализированный состав выплавок (стекол) аналогичен пикритобазальтам — пикритам ( $MgO$  12—20% против 16—28% в исходных смесях). На кривой солидуса имеется перегиб в эвтектоидной точке с 5-фазной котектикой  $An + Ди + Шп + Фо + Р$  (рис. 15), где облегчено плавление системы. Предполагается, что примерно такое же умеренно высокое давление оптимально для плавления в верхних горизонтах мантии реальных ультраосновных пород, для которых вместо модельной линии солидуса имеет место полоса расплавления ассоциаций минералов, более низкотемпературных, чем оливин. При 30 кбар в системе диопсид — пироп обнаруживается эвтектика с пропорцией  $Ди : Пи = 35 : 65$ , с содержанием  $Al_2O_3$  около 8% [Йодер, 1979]. Состав эвтектики аналогичен субмеланпикритоидному.

Изучение смесей  $KAlSiO_4 - MgO - SiO_2$  — бесфлюидных, с углекислотой и водно-углекислым флюидом до 30—50 кбар [Wendlandt, Egger, 1980a, б; и др.] показывает, что выплавки, ассоциирующиеся с форстеритом, энстатитом, флогопитом, калиевыми алюмосиликатами и магнетитом при повышении давления в интервале 10—30 кбар становятся более щелочными в результате смены солидусных минеральных ассоциаций (см. рис. 7).

При 30 кбар субмеланпикритоидная смесь минералов (извлеченных из гранатового лерцолита) с пропорцией, %: клинопироксен — 25, ортопироксен — 25, гранат — 50 сохраняется в субсолидусе после перекристаллизации тот же минеральный состав, но у солидуса появляется шпинель. В смеси 20% клинопироксена, 20% ортопироксена, 20% оливина, 40% граната в субсолидусе нет оливина; он вместе со шпинелью появляется на солидус-ликвидусном интервале (см. рис. 3 [O'Naga, 1963a]). При 30 кбар смесь 50% омфацита и 50% граната (извлеченных из эклогита) в субсолидусе и на всем солидус-ликвидусном интервале содержит только эти два минерала, причем на ликвидусе избыточен клинопироксен (см. рис. 3) [O'Naga, 1963b].

Двупироксеновый гранатовый пироксенит (см. рис. 3) [Kornprobst,



1970] при 15 кбар сохраняет ассоциацию оливина, орто- и клинопироксена, устойчивую до самого ликвидуса. При 20—30 кбар оливин на солидус-ликвидусном интервале отсутствует, а вместе с орто- и клинопироксеном присутствует гранат. При 30 кбар на всем солидус-ликвидусном интервале (он здесь узок — около 50° C) сохраняется ассоциация клинопироксен — гранат, к которой у солидуса добавля-

Рис. 15. Фазовые отношения в субсолидусе и на солидусе системы  $MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2$  [Presnall e. a., 1979].

ется ортопироксен. Таким образом, оливинсодержащий двупироксеновый пироксенит при давлениях 20 кбар и несколько выше может быть представлен гранатовым пироксенитом, а при 30 кбар — практически биминеральным эклогитом.

Гранатовый клинопироксенит (см. рис. 3) [Kornprobst, 1970] при 15—20 кбар имеет на ликвидусе клинопироксен, к которому при 15 кбар при понижении температуры добавляется ортопироксен, а при 20—25 кбар — гранат. Таким образом, минеральная ассоциация гранатового клинопироксенита при 20—25 кбар остается эклогитовой.

Из указанных опытов следует, что субмелалапикритоидная выплавка возможна при сильно продвинутом плавлении обедненного гранатом биминерального эклогита или гранатового клинопироксенита (в том числе клинопироксенита с примесью ортопироксена). Выплавлению субмелалапикритоидных магм на основе клинопироксен-гранатовой (эклогитовой) котектики, заменяющей при высоких давлениях оливин-пироксеновую, благоприятствует эвтектоидный характер (узкий температурный интервал) плавления эклогитовой минеральной ассоциации.

Низкощелочные субмелалапикритоидные составы с 16—20% MgO (пикрит Килауэа [Tilley, Yoder, 1964], оливиновый толеит с присадкой перидотита [Ito, Kennedy, 1968]) и синтетический щелочной пикрит с 16% MgO [Ito, Kennedy, 1968] (см. рис. 3) имеют на ликвидусе оливин примерно до 20 кбар. При понижении температуры с оливином ассоциируются орто- и клинопироксен и шпинель, замещаемая вблизи 20 кбар гранатом у солидуса. При более низких давлениях у солидуса отмечается плагиоклаз; субсолидусная ассоциация представляет собой оливинсодержащий пироксенит. Выше 20 кбар оливин на ликвидусе заменяется клинопироксеном, а при 27 кбар отсутствует и на солидус-ликвидусном интервале, и в субсолидусе [Д. Грин, Рингвуд, 1968]. Таким образом, пикритовый состав в высокобарической зоне представлен эклогитом.

Весьма низкощелочные лунные субмелалапикритоиды («Аполлон-12, 15») в разновидностях с пониженными содержаниями магния и железа и повышенным глинозема при 5—30 кбар на солидус-ликвидусном интервале не имеют оливина и ортопироксена, а только клинопироксен, плагиоклаз и шпинель, к которым при 20 кбар присоединяются гранат, ильменит и фаза свободного кремнезема. При 5 кбар на ликвидусе избыточна шпинель, при 7,5—20 кбар — клинопироксен. При повышенных содержаниях магния и железа и пониженном глинозема при 5—20 кбар на солидус-ликвидусном интервале присутствует оливин; избыток его на ликвидусе отмечен при 5—7,5 кбар. При 20 и 25 кбар появляется гранат; при 25 кбар уже не фиксируется оливин. Сквозными фазами при 5—25 кбар остаются клинопироксен и шпинель. Ортопироксен надежно не установлен. При 5 кбар отмечен плагиоклаз. При 10—25 кбар на ликвидусе избыточен клинопироксен [D. Green e. a., 1971; Walker e. a., 1977].

Железистый, весьма низкощелочной, крайне высокотитанистый лунный субмелалапикритоид («базальт», «Аполлон-11») до 3 кбар имеет на ликвидусе или вблизи него оливин и ильменит. При более высоких давлениях оливин отсутствует и единственным ликвидусным минералом примерно до 25 кбар остается клинопироксен. При 13—14 кбар на солидус-ликвидусном интервале вместо ильменита и плагиоклаза появляются рутил и гранат. Примерно при 25 кбар на всем этом интервале сохраняется клинопироксен-гранатовая котектика с рутилом (по данным разных авторов, обобщенных в работе [Мэйсон, Мелсон, 1973]) (см. рис. 3). Низкотитанистый высокожелезистый субмелалапикритоид («базальт», «Луна-24») при 5 кбар имеет у ликвидуса плагиоклазо-клинопироксеновую котектику, а при 7,5—15 кбар — избыточный клинопироксен [Grove, Vaniman, 1978].

Низкощелочная субпикритовая или пикритобазальтовая смесь (кварцевый толеит с добавкой MgO, Fe и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Д. Грин, Рингвуд, 1968]) имеет избыточный оливин на ликвидусе до 9 кбар. Около 11 кбар на ликвидусе сосуществуют оливин и ортопироксен. При 13 кбар оливин исчезает и поч-

ти на всем солидус-ликвидусном интервале сосуществуют орто- и клинопироксен (со шпинелью у ликвидуса). При 18 кбар шпинель замещается гранатом. При 22,5—27 кбар на солидус-ликвидусном интервале сосуществуют клинопироксен и гранат (см. рис. 3).

У щелочных субмеллапикритоидов (пикритовые нефелиниты и базаниты [Bultitude, Green, 1971; D. Green, 1973; Arculus, 1975; Йодер, 1979]) оливин на ликвидусе сохраняется до 18—20 кбар, при более высоких давлениях он сменяется клинопироксеном, а при 30—35 кбар — гранатом (см. рис. 3).

В общем, в сухих субмеллапикритоидных системах при повышенном содержании MgO и пониженном Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> избыточный оливин может сохраняться до давлений порядка 20 кбар, а при более высоких исчезает. При пониженном содержании MgO и повышенном Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> оливин на ликвидусе удерживается примерно до 10 кбар, а затем совсем пропадает и на солидус-ликвидусном интервале, и в субсолидусе. Однако при почти любых субмеллапикритоидных составах оливин появляется на ликвидусе при низких давлениях.

Весьма примечательно, что у некоторых субмеллапикритоидных составов при 27—30 кбар солидус-ликвидусный интервал узок (порядка 50°C), т. е. они становятся эвтектоидными [O'Naga, 1963в; Д. Грин, Рингвуд, 1968; Kohnprobst, 1970]. Солидус-ликвидусный интервал здесь занимает клинопироксен-гранатовая, иногда с ортопироксеном котектика.

Примечательно также сохранение оливин-двупироксеновой или оливин-клинопироксеновой котектики в пикритовых смесях до температур, близких к ликвидусу, при давлениях порядка 20 кбар. Котектический характер плавления и кристаллизации здесь, несмотря на увеличенную ширину солидус-ликвидусного интервала, должен способствовать устойчивости состава субмеллапикритоидных расплавов. Ту же стабилизирующую роль играет сохранение двупироксеновой котектики почти на всем солидус-ликвидусном интервале при 13—18 кбар при пониженном содержании MgO и повышенном Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Оливин-двупироксеновая котектика (со шпинелью и гранатом) в некоторых субмеллапикритоидных составах (гранатовый вебстерит [Musen, 1974]) может сохраняться до самого ликвидуса при давлениях до 30 кбар и более, в том числе в присутствии воды, снижающей температурную устойчивость ортопироксена.

Щелочные натриевые субмеллапикритоиды — меллитовый оливиновый нефелинит, монтичеллитовый альнеит, монтичеллитовый оливиновый нефелинит, оливиновый нефелинит, нефелинит — при 2,5 и 10 кбар в присутствии воды перекристаллизовываются в субсолидусе в пироксениты с примесью роговой обманки, биотита, оливина, магнезита; при этом исчезают нефелин и основная часть оливина исходных пород [Tilley, Yoder, 1967].

В щелочном субмеллапикритоиде — базаните с присадкой 10% оливина [D. Green, 1973] по мере добавления воды поле устойчивости ликвидусного оливина расширяется в более высокобарическую область (за счет сужения поля клинопироксена), а устойчивость ликвидусного граната расширяется в низкобарическую область. При значительных содержаниях воды и давлении 25—30 кбар появляется ликвидусный ортопироксен (рис. 16).

Высокотитанистый нефелинсодержащий клинопироксенит — мельтейгит в присутствии воды (до 2%) при 2,5—50 кбар сохраняет на ликвидусе клинопироксен. У солидуса при 2,5—20 кбар появляется нефелин; солидус-ликвидусный интервал здесь составляет около 50°C [Шейнманн и др., 1977].

Оливиновый меллитит при 30 и 35 кбар в присутствии водно-углекислого флюида [Grey, 1978] имеет на ликвидусе гранат с ортопироксеном при содержании воды во флюиде до 70% (клинопироксен здесь неустойчив ввиду карбонатизации); с ростом доли воды на ликвидусе становятся устойчивыми клинопироксен и оливин. На участке совмещения указанных

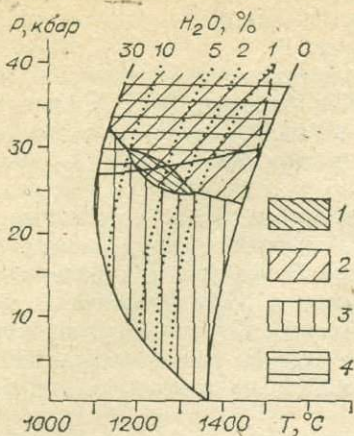


Рис. 16. Положение ликвидуса и поля устойчивости ликвидусных минералов при разных содержаниях воды в щелочном субмеллапикритоиде (обогащенный оливином базальт [D. Green, 1973]). 1 — ортопироксен, 2 — клинопироксен, 3 — оливин, 4 — гранат.

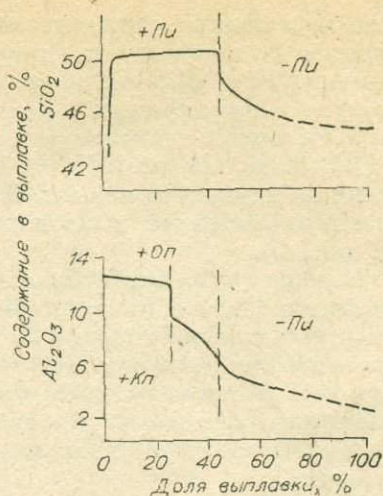


Рис. 17. Кинетика плавления, некоторые особенности фазового состава и состава выплавки перидотита (кенолит из кимберлита) при 20 кбар [Mysen, Kushiro, 1977].

Пироксеновые фазы присутствуют (+) и отсутствуют (-).

минеральных ассоциаций (по давлению) на ликвидусе наблюдается температурный минимум, обозначающий относительно легкоплавкую котектику.

Высококалийевый, высокощелочной, высокотитанистый субмеллапикритоид — биотитовый мафурит [Edgar e. a., 1976] в сухих условиях при 10 кбар имеет на ликвидусе оливин, а при 30 кбар, вероятно, клинопироксен. Клинопироксен при всех давлениях экстремально обогащен кальцием. В присутствии воды при 10—30 кбар на ликвидусе обычно сохраняется оливин, вблизи ликвидуса — низкотитанистый флогопит. У солидуса устойчив ильменит. Гранат появляется у солидуса при давлениях более 30 кбар в мафическом лейцитите [Cundy, O'Hara, 1976].

Флогопит при давлениях менее 35 кбар плавится incongruently с образованием оливина и высококалийевого силикатного расплава. При более высоких давлениях плавление флогопита происходит с выделением калийсодержащего граната и высококалийевого магнезиального расплава, бедного глиноземом [Марков, 1977; Kushiro e. a., 1967]. Частичное плавление флогопитсодержащих пород при давлении более 35 кбар может дать высококалийевые пикритоиды.

В присутствии  $\text{CO}_2$  или водно-углекислого флюида вместо чисто водного в ультраосновных смесях, в том числе высокощелочных, на ликвидусе при высоких давлениях появляется ортопироксен, что благоприятно для образования щелочных выплавки, содержащих нормативный мелилит, нефелин, лейцит [Eggler, 1975, 1978; Brey, Green, 1976; Рябчиков, Грин, 1978]. Замена клинопироксена и высокощелочных силикатов ортопироксеном на ликвидусе объясняется в этом случае снижением активности кальция и щелочей, связывающихся с анионом углекислоты в расплаве [Рябчиков, Грин, 1978].

Примерно 15—30%-ное плавление синтетического перидотита при атмосферном давлении [Reay, Harris, 1964] дает выплавки субмеллапикритоидных (пикритовых) низкощелочных составов в равновесии с оливином и магнетитом (см. табл. 1). При 10—20 кбар при частичном плавлении перидотита без флюидов или с добавлением до 2% воды, при степенях плавления от малых до 35—60% (в зависимости от состава пород) выплавки оказываются субмеллапикритоидными, низкощелочными (см. табл. 1), в равновесии с оливи-

ном и пироксенами. Температурный интервал до полного выплавления пироксенов неширок, для котектики  $Ol + Kp$  составляет всего около  $40^{\circ}C$  (см. рис. 3). Примечательно, что после израсходования пироксенов (рис. 17, см. табл. 1) резко замедляется плавление окололиквидусного оливина (см. рис. 10) и резко изменяется состав выплавки (на мелапикритовидный) [Mysen, Kushiro, 1977; Jaques, Green, 1980].

В сухой смеси пиролитового состава при 27—30 кбар в связи с устойчивостью ортопироксена на ликвидусе или вблизи него (см. рис. 3) наиболее вероятный состав выплавки — субмелапикритовидный (пикритовый [Д. Грин, Рингвуд, 1970]). В сухом природном перидотите при 35 кбар вблизи солидуса при степени плавления до 25% вплоть до перехода всего граната в выплавку состав последней также предполагается пикритовым [Mysen, Kushiro, 1977]; пикритовый состав выплавки, вероятно, сохраняется вплоть до степени плавления 50%, в ассоциации с оливином, орто- и клинопироксеном.

Перидотитовый коматит с  $MgO$  около 25% и избыточным оливином у ликвидуса в сухих опытах до 40 кбар не имеет ортопироксена в равновесии с расплавом (по-видимому, субмелапикритовидным), и ассоциация минералов при продвинутом плавлении представлена шпинелью и оливином (до 10 кбар), клинопироксеном, шпинелью и оливином (при 20 кбар), клинопироксеном и оливином (при 30—40 кбар [Arndt, 1976]).

Сухая мелапикритовидная смесь, полученная из состава пиролита удалением 40% оливина, дает в равновесии с оливином, ортопироксеном и шпинелью субмелапикритовидные низкощелочные выплавки при давлениях 2—15 кбар и 25—40%-ном плавлении (в пересчете на исходный пиролит). Несколько более тугоплавкая мелапикритовидная смесь, соответствующая гранатовому лерцолиту за вычетом 40% оливина, дает в безводных опытах при тех же давлениях субмелапикритовидные выплавки при 20—35%-ном плавлении (в пересчете на лерцолит). Субмелапикритовидный расплав во всех этих случаях равновесен с оливином, ортопироксеном и шпинелью (см. табл. 1) [Jaques, Green, 1980]. Состав выплавки вычислен на основании состава и модалного содержания указанных равновесных кристаллических фаз в расплаве и близко согласуется с результатами анализа интерстициального стекла при 10 кбар.

Состав пиролит минус 40% оливина [D. Green, 1973б] при добавке небольшого количества воды (около 0,2%) имеет солидус, сильно смещенный от сухого в сторону низких температур. На рис. 18 прослеживается последовательность плавления главных минералов; наиболее высокотемпературна в гиперсолидусной области, как и в соответствующей сухой смеси [Jaques, Green, 1980], ассоциация ортопироксена и оливина до давлений 40 кбар и больше.

В присутствии существенно углекислого [Mysen, Boetcher, 1975] и чисто углекислого флюида [Wendlandt, Mysen, 1980] выплавки из лерцолитов при 15 кбар при 30—50%-ном плавлении имеют низкощелочной пикритовый состав (см. табл. 1), в равновесии с оливином и пироксенами (см. рис. 8).

При 20 кбар 30%-ная выплавка из водонасыщенной мелапикритовидной смеси (пиролит минус 40% оливина, степень плавления пересчитана на исходный пиролит) оказывается пикритовой, в равновесии с оливином и ортопироксеном. При 10 кбар примерно 50%-ная выплавка из той же водонасыщенной смеси [D. Green, 1973] имеет состав, тяготеющий к субпикритам ряда боинита (см. табл. 1) [D. Green, 1973б].

При давлениях порядка 30 кбар и выше состав выплавки из природных перидотитов в экспериментах пока не удается определить прямо по составу закалочных стекол, так как он уклоняется от равновесного из-за образовавшихся закалочных кристаллов. Состав равновесных выплавки для этих давлений удается рассчитать исходя из содержания и химического состава незакалочных минералов (см. табл. 1). В выплавках из перидотита в равновесии с клинопироксеном и оливином с ростом окислительного потенциала системы сильно увеличивается железистость (рис. 19). При этом

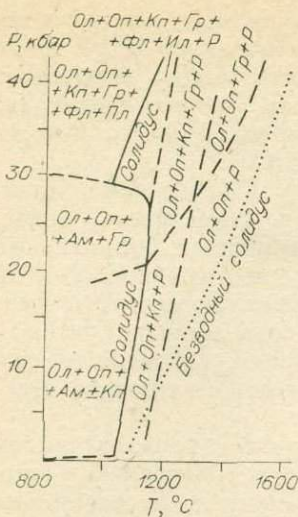


Рис. 18. Фазовые отношения в смеси пиролит минус 40% оливина с добавкой 0,2% воды [D. Green, 1973б].

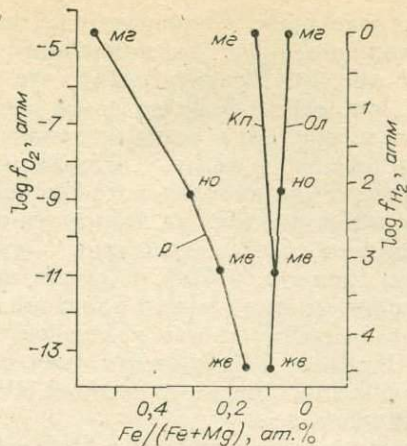


Рис. 19. Зависимость железистости выплавов и сосуществующих оливина и клинопироксена в водонасыщенном перидотите при 15 кбар, 1050°C от фугитивности кислорода и водорода [Mysen, Boettcher, 1975; Mysen, 1975].

Окислительно-восстановительные буферы: железо-вюститовый (жв), магнетит-вюститовый (мв), никель-окисноникелевый (но), магнетит-гематитовый (мг).

несколько возрастает железистость у клинопироксена и уменьшается у оливина. Повышение железистости выплавов можно объяснить появлением сравнительно легкоплавких минералов, обогащенных окисью железа и усиленно плавящихся в околосилидусных котектиках.

С учетом описанных фазовых отношений в субмелалапикритоидных системах можно сделать следующие выводы. Субмелалапикритоидные магмы могут быть получены при сильно продвинутом плавлении пород, тяготеющих по составу к пироксенитам, а также при умеренных степенях плавления перидотитов. Выплавление субмелалапикритоидов обычно опирается на оливин-пироксеновые и пироксеновые котектики с высокоглиноземистыми минералами. Присутствие воды должно способствовать выплавке субмелалапикритоидов, насыщенных кремнеземом, с повышенным содержанием ортопироксеновой составляющей. Из субмелалапикритоидных магм при малых давлениях обычно высаживается оливин, расплав обедняется магнием и обогащается базитовыми составляющими. При умеренных и высоких давлениях отсадка оливина в них должна проявляться в общем слабее, чем в мелалапикритоидах, так как оливин далеко не всегда избыточен на ликвидусе. После некоторого обеднения расплава магнием с началом котектической кристаллизации оливина и пироксенов фракционирование магмы тормозится. Оно тормозится и в эклогитовой фации, если оливин отсутствует и система представляет собой клинопироксен-гранатовую котектику. Таким образом, в отличие от мелалапикритоидов субмелалапикритоиды должны проявлять на глубине котектически обусловленную устойчивость составов.

### Базальтоидная группа

Базальтоидные магмы до сих пор понимаются либо очень широко, с включением части пикритоидов, либо сводятся к базальтам. Мы будем обсуждать магмогенез базальтоидов в естественных пределах этой группы — от пикриобазальтов до лейкократовых андезитовидов.

Широко признано самостоятельное выплавление меланократовых базальтоидных магм, отвечающих пикрито- и мелабазальтам. Не столь общепринята точка зрения о самостоятельной генерации мезократовых базальтов. Лейкобазальтоиды долго считались дериватами базальтов; лишь в последние два десятилетия гипотезе деривативного происхождения ус-

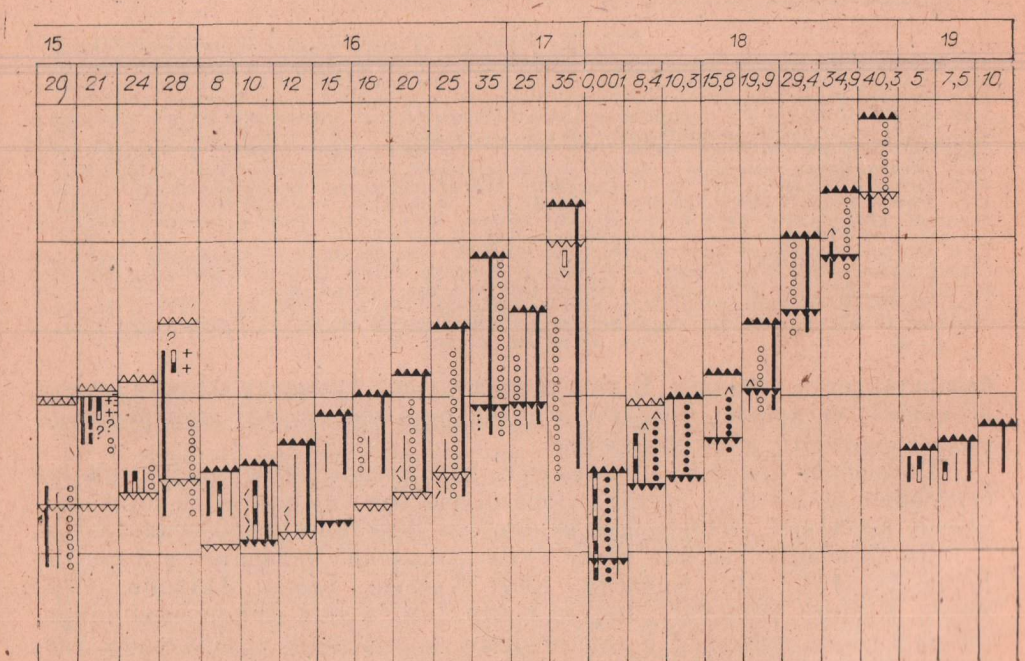
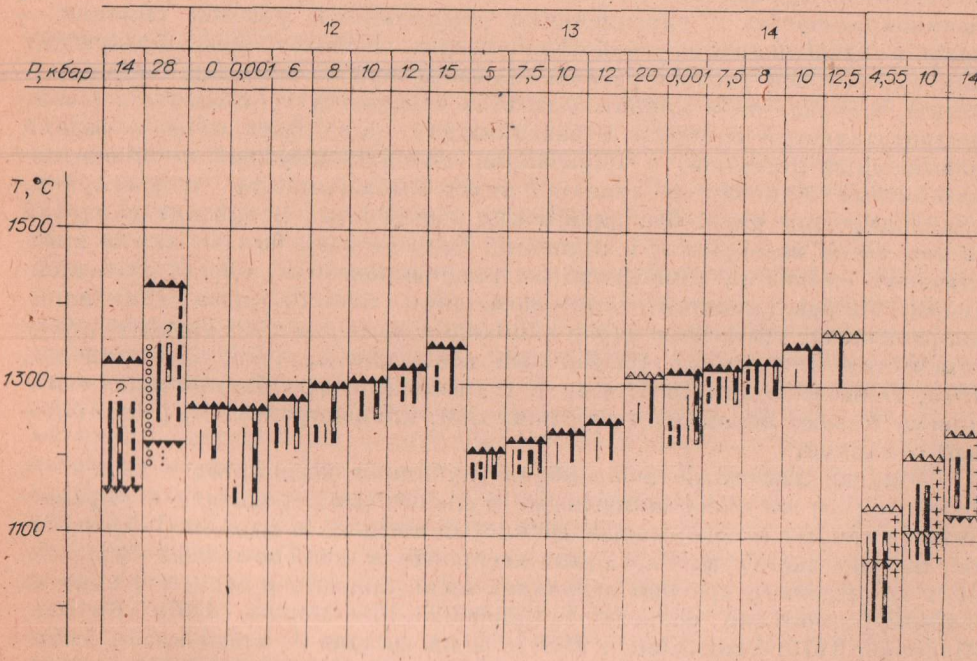
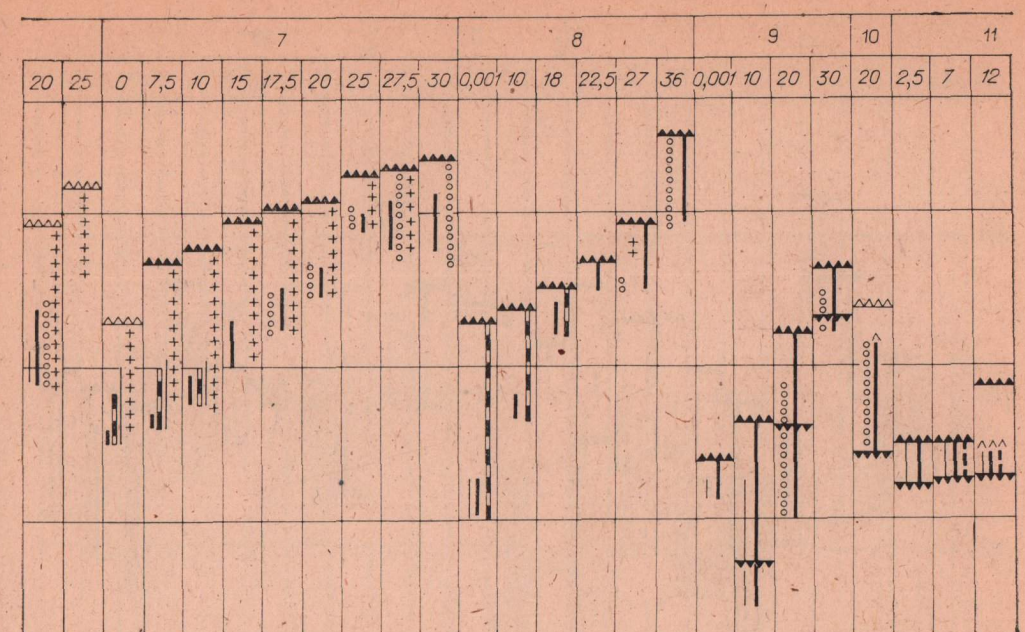
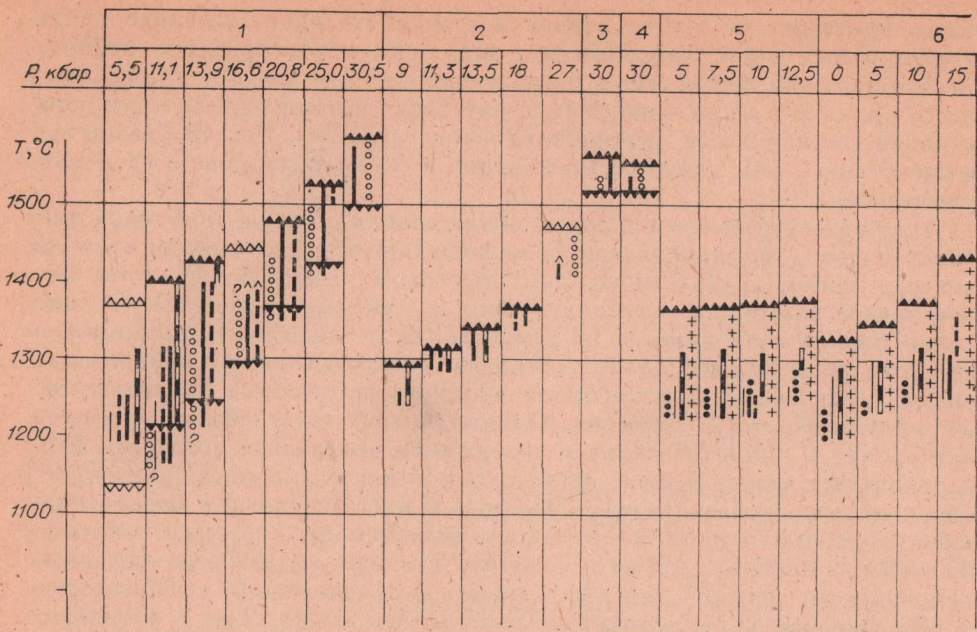
пешно противостоит представлению о самостоятельной выплавке лейкобазальтоидных магм. По-видимому, дело идет к утверждению подхода, при котором для любой части базальтоидного ряда следует принимать в расчет вклад как аддитивной (самостоятельное выплавление), так и деривативной составляющей (фракционирование в магме). Целесообразно вести дискуссию о том, какая составляющая, в какой части ряда и насколько существенна.

По петрографическим данным обязательная минеральная фаза всех базальтоидов — клинопироксен (в мелабазальтоидах он обычно преобладает над любым другим минералом) и в подавляющем большинстве случаев также плагиоклаз (доминирующий в лейкобазальтоидах). Ортопироксен практически никогда не превосходит по количеству клинопироксен, хотя роль его несколько повышена в низкощелочных лейкобазальтоидах. В мелабазальтоидах кроме обычного встречается низкокальциевый клинопироксен — пижонит. Оливин присутствует обычно в мелабазальтоидах; в пикритобазальтах содержание его иногда достигает 20%; он появляется также в мезобазальтах (в том числе высокоглиноземистых) и щелочных лейкобазальтоидах. Средне- и высокощелочные базальтоиды любой меланократовости могут включать калишпат, анальцит, а высокощелочные — нефелин, лейцит, содалит. Высоко- и повышеннощелочные разновидности изредка содержат вместе фельдшпатоиды и плагиоклаз.

Порфиновые вкрапленники железомagneзимальных слюд и амфиболов повышенной щелочности встречаются в щелочных базальтоидах разной меланократовости, а вкрапленники обыкновенной роговой обманки — чаще в низкощелочных лейкобазальтоидах. В виде породообразующих или аксессуаров распространены железотитановые шпинели (титаномангнетит), в базальтах и пикритобазальтах отмечается хромшпинель. Повышеннотитанистые шпинели в базальтоидах могут быть отчасти фазами повышенных давлений, а минералами высоких давлений — высокоглиноземистые шпинели и гранаты пироп-альмандинового и гроссуляр-альмандинового ряда. Фенокристаллы повышенных и высоких давлений (в том числе мегакристы) в щелочных базальтоидах бывают также представлены оливином, глиноземистым клинопироксеном, иногда хромдиопсидом, пикроильменитом, титаномангнетитом, титанбиотитом, санидином, анортотитом, гранатами пироп-альмандинового ряда; во вкрапленниках отмечается и флогопит [Глубинные ксенолиты..., 1975; Кеппежинская, 1979; Геншафт и др., 1980; и др.]. В низкощелочных базальтоидах мегакристы бывают образованы плагиоклазом, клинопироксеном, редко роговой обманкой.

Широко известный набор пород глубинных ксенолитов в щелочных базальтоидах включает шпинелевые и гранатовые перидотиты и пироксениты (в том числе содержащие хромистый амфибол и флогопит), гранулиты, изредка эклогиты. Глубинные ксенолиты в низкощелочных базальтоидах до недавнего времени изучались мало, описаны в основном пока из Курило-Камчатской области [Федорченко, Родионова, 1975; Кутыев, Шарапов, 1979; Геохимия..., 1980]. В их составе — плагиоклаз-, амфибол- и шпинельсодержащие, редко гранатовые перидотиты и оливиниты, разные пироксениты, амфиболиты (частью явно апогипербазитовые), разнообразные габброиды (в том числе шпинельсодержащие), оливино-плагиоклазовые породы, анортозиты. Шпинель в ксенолитах имеет высокоглиноземистые хромово-магнезиально-железистые составы.

В качестве непосредственного источника для выплавления разных базальтоидов часто принимаются перидотиты (лерцолиты). Трудности очевидны для щелочных базальтов и лейкобазальтоидов (особенно с повышенной калиевостью), которые можно вывести из лерцолита лишь в крайне малом количестве по петрохимическим оценкам [Йодер, 1979; Ewans, Nash, 1979; и др.] и из-за дефицита редкоземельных и рассеянных элементов [Dupuy e. a., 1977; Minster, Allegre, 1978; Mysen, 1978; и др.]. Лерцолит потенциально содержит существенное количество (10—20%) лишь низкощелочного, крайне низкокальциевого мелабазальта, характер-



ного для срединно-океанических хребтов [Дмитриев, 1973; Hutchison e. a., 1975; Bottinga, Allegre, 1978] или низкощелочного пикритобазальта.

Сухая синтетическая перидотитовая смесь при атмосферном давлении дает при 4–10%-ной степени плавления пикритобазальтовую выплавку, а при большей степени — пикритовую [Reay, Harris, 1964].

Низкобарическое плавление перидотитов бывает задокументировано природными интерстициальными стеклами. Внутри лерцолитовых, гарцбургитовых и вебстеритовых ксенолитов из щелочных базальтоидов [MacRae, 1979] описаны интерстициальные пленки пузыристого стекла, занимающие от десятых долей до 5 об. %. Состав стекол в разных породах довольно однообразен (в скобках указано среднее квадратичное отклонение): SiO<sub>2</sub> 53,42 (3,46)%, TiO<sub>2</sub> 2,94 (0,57), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 18,33 (1,40), FeO' 6,71

(1,70), MgO 2,66 (0,47), CaO 6,82 (1,24), Na<sub>2</sub>O 4,86 (0,98), K<sub>2</sub>O 2,65 (0,83)%. Пузыристость стекла при отсутствии водосодержащих минералов позволяет предположить, что в процессе плавления участвует существенно углекислый флюид, а повышенная щелочность выплавки свидетельствует о поступлении щелочей из вмещающей ксенолиты магмы. Выплавка отвечает высокоглиноземистому щелочному андезитобазальту.

В амфиболсодержащих ксенолитах лерцолита из щелочного базальта изучены интерстициальные пузыристые стекла в мелкозернистых зонах [Francis, 1976]. Состав стекол андезитовидный: SiO<sub>2</sub> 52,3–59,0%, TiO<sub>2</sub> 0,2–1,3, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 20,9–23,9, FeO 2,7–4,0, MgO 2,8–4,7, CaO 6,4–9,9, Na<sub>2</sub>O 3,1–5,3, K<sub>2</sub>O 1,2–2,9%. Плавление шло, вероятно, в присутствии воды, с поступлением щелочей из роговой обманки и вмещающего щелочно-

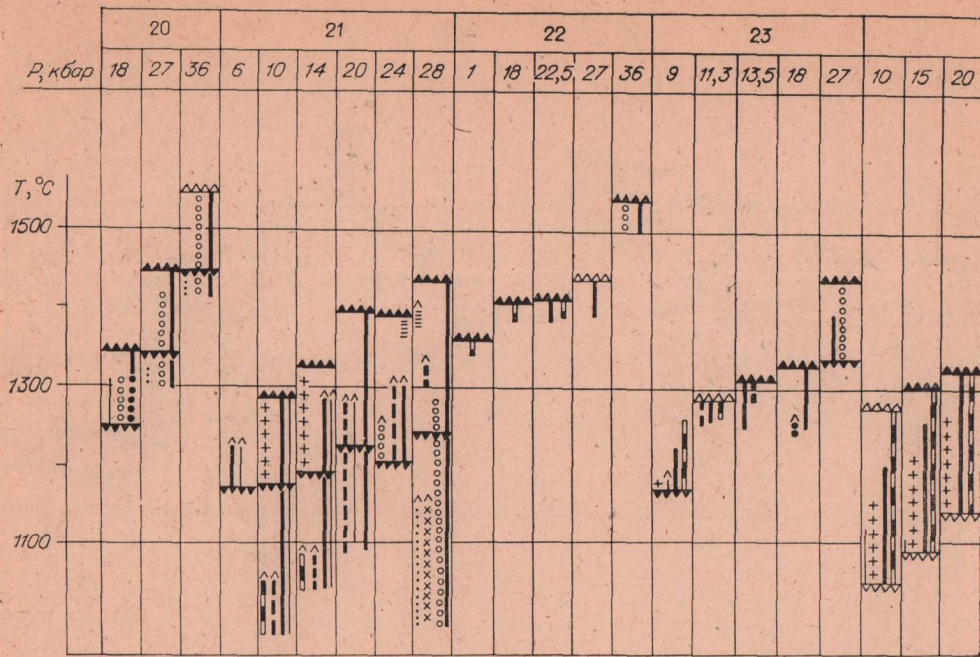


Рис. 20. Фазовые отношения для пикритобазальтовых

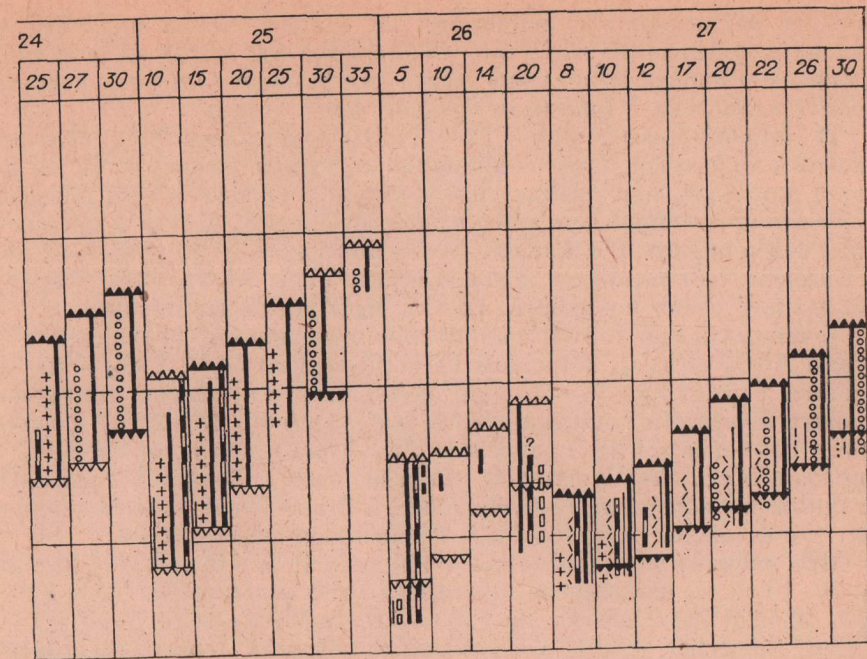
1 — минеральный эклогит, аналогичный пикритобазальту, из включения в кимберлите ( $Al_2O_3$  —  $MgO$  — 12,7% [Д. Грин, Рингвуд, 1968; D. Green, Hibberson, 1970a]); 3 — пикрито-базальтовая ния биминерального эклогита в кимберлите ( $Al_2O_3$  — 14,4,  $MgO$  — 10,3% [O'Hara, 1963b]); 4 — 9,9% [O'Hara, 1963b]); 5 — лунный шпинелевый микротроктолит, отвечающий высокоглиноземистому е. а., 1973]; 7 — лунный пикритобазальт высокоглиноземистый ( $Al_2O_3$  — 22,5,  $MgO$  — 12,3% [Dela 14,2,  $MgO$  — 13,3% [Bultitude, Green, 1967, 1971]); 9 — базальтовая смесь 2:3 граната пироп-7,7% [Йодер, Тилли, 1965]; 10 — мелабазальт (оливиновый толеит Килауа;  $Al_2O_3$  — 13,3,  $MgO$  — 9,5% [Пугин, Хитаров, 1978]); 12 — мелабазальт (толеитовый базальт океанический;  $Al_2O_3$  — 16,3, 15,5,  $MgO$  — 9,2% [Kushiro, Thompson, 1973]); 14 — мелабазальт (оливиновый толеит океанический;  $Al_2O_3$  — 14,6,  $MgO$  — 7,3% [Пугин, Хитаров, 1978]); 16 — базальт (толеит Снейк-Ривер; ков и др., 1974); 18 — базальт оливинодержачий (толеит океанический;  $Al_2O_3$  — 16,7,  $MgO$  — 7,4% [Kushiro, Thompson, 1972; Kushiro, 1973b]); 20 — базальт высокоглиноземистый (кварцевый глиноземистое ( $Al_2O_3$  — 19,6,  $MgO$  — 8,2% [Пугин, Хитаров, 1978]); 22 — мелабазальтоид щелочной мелабазальт щелочной (щелочной оливиновый базальт искусственный;  $Al_2O_3$  — 14,7,  $MgO$  — 10,4% [Arculus, 1975]); 25 — мелабазальтоид щелочной (базанит;  $Al_2O_3$  — 15,9,  $MgO$  — 10,7% [Arculus, Хитаров, 1978]); 27 — базальт щелочной (лава с нормативным андезитом, Снейк-Ривер;  $Al_2O_3$  — Усл. обозн. см. на рис. 3.

базальтоидного расплава. В этом и предыдущем примерах составы стеклов, возможно, несколько смещены в лейкократовую сторону при образовании закалочного клинопироксена.

Последние примеры показывают, что в перидотите могут при поступлении щелочей и летучих образовываться скудные высокоглиноземистые выплавки, аналогичные некоторым щелочным лейкобазальтоидам.

До 25 кбар сухое или почти сухое плавление перидотитов в опытах [Геншафт, 1977; Ito, Kennedy, 1967; Kushiro, Syono, Akimoto, 1968; Mysen, Kushiro, 1976, 1977; Jaques, Green, 1980; и др.] дает сначала пикри-тобазальтовую выплавку с характерным повышенным содержанием глинозема, а затем пикритовую (см. табл. 1). С ростом давления околосоли-дусные выплавки становятся пикритовыми главным образом в связи с усилением фиксации глинозема в высокобарических твердых фазах (шпинель, гранат). Таким образом, рост давления затрудняет формирование выплавок даже крайнего для базальтоидной группы — пикритобазальто-вого состава из сухих перидотитов.

В опытах до 25 кбар устанавливается, что пикритобазальтовые выплавки из лерцолитов образуются на основе многофазных котектик, в которые на разных стадиях входят пироксены, оливин, шпинель, гранат, а при низких давлениях — иногда плаггиоклаз. В выплавку полностью переходят клинопироксен, плаггиоклаз, гранат, хромовые шпинели, в равновесном кристаллическом остатке присутствуют ортопироксен, оливин, хромшпинель. Природные пикритобазальты в экспериментах (рис. 20) содержат оливин на сухом ликвидусе при давлениях только до



и базальтовых составов в бесфлюидных условиях.

16,4,  $MgO$  — 14,2% [Ito, Kennedy, 1974]); 2 — пикритобазальт, искусственная смесь ( $Al_2O_3$  — 14,2, смесь 1:1 из граната гроссуляр-пироп-альмандинного состава и омфацита, извлеченных из включе-пикрито-базальтовая смесь 2:1 граната и омфацита из того же включения ( $Al_2O_3$  — 16,9,  $MgO$  — му пикритобазальту ( $Al_2O_3$  — 20,8,  $MgO$  — 14,4% [Hodges, Kushiro, 1973]); 6 — то же [Walker, по, 1977]); 8 — пикритобазальт щелочной (оливиновый нефелинит), искусственная смесь ( $Al_2O_3$  — гроссуляр-альмандинного состава и омфацита, извлеченных из эклогита ( $Al_2O_3$  — 13,6,  $MgO$  — 10,4% [Tilley, Yoder, 1964]); 11 — мелабазальт (кварцевый толеит, Камчатка;  $Al_2O_3$  — 15,2,  $MgO$  —  $MgO$  — 10,7% [Bender e. a., 1978]); 13 — мелабазальт (толеитовый базальт океанический;  $Al_2O_3$  — ский;  $Al_2O_3$  — 15,0,  $MgO$  — 8,4% [Fuji, Kushiro, 1977]); 15 — базальт (оливиновый толеит океа- $Al_2O_3$  — 14,9,  $MgO$  — 6,7% [Thompson, 1972]); 17 — базальт ( $Al_2O_3$  — 16,3,  $MgO$  — 8,1% [Жари-7,6% [Юэн и др., 1970]); 19 — базальт (плаггиоклазовый толеит океанический;  $Al_2O_3$  — 16,7,  $MgO$  — толеит искусственный;  $Al_2O_3$  — 16,9,  $MgO$  — 7,0% [Т. Грин, Рингвуд, 1968]); 21 — габбро высоко-оливиновый нефелинит;  $Al_2O_3$  — 14,2,  $MgO$  — 13,3% [Bultitude, Green, 1967]); 23 — [Д. Грин, Рингвуд, 1968]); 24 — мелабазальтоид щелочной (базанит;  $Al_2O_3$  — 13,3,  $MgO$  — 10,3% 1975]); 26 — базальтоид щелочной (оливиновый нефелинит;  $Al_2O_3$  — 14,3,  $MgO$  — 7,3% [Пугин, 13,3,  $MgO$  — 4,4% [Thompson, 1972]).

20 кбар, т. е. для них физико-химическая возможность сухого выплавления из лерцолита ограничена именно этим интервалом давлений.

С позиций фазового состава еще большие ограничения имеет глубин-ная выплавка из сухого лерцолита базальтов, так как оливин для их лик-видуса нехарактерен уже вблизи 12 кбар и больше (см. рис. 20). Из-за этих ограничений некоторые петрологи отрицают прямое выплавление природных базальтов из перидотита [O'Hara, Yoder, 1967; Йодер, 1979; и др.]. Возможность образования базальтоидных, в том числе лейко-базальтоидных, магм прямо из перидотитов широко обсуждается в связи с опытами плавления и кристаллизации ультрамафитовых составов в око-лосолидусной области при значительном насыщении водой [Kushiro, Yoder, Nishikawa, 1968; Kushiro, Syono, Akimoto, 1968, Kushiro e. a., 1972; Boettcher, 1973; Mysen, Boettcher, 1975; Nicholls, 1974; и др.].

Водонасыщенный солидус перидотитов против сухого снижен на 200—300°C. На солидусе намечается температурный минимум при 20—27 кбар — в области появления граната. Минимум сдвигается в область более низких давлений при уменьшении магневальности и росте желе-зистости исходной породы [Allen e. a., 1972; Egger, 1972a, б; Boettcher, 1973].

Большой интерес представляют данные систематического микрозон-дового анализа минералов и стекол по опытам с лерцолитами состава  $Al_2O_3$  4—8,2,  $MgO$  26,5—38,8,  $CaO$  2,7—8,1,  $Na_2O$  0,3—0,9% [Mysen, Boet-cher, 1975] в присутствии воды. При 7,5—25 кбар в ортопироксене, рав-новесном с расплавом, содержание  $MgO$  несколько меньше, чем валовое в

наиболее магнезиальном лерцолите, но больше, чем в наименее магнезиальном. Содержание  $Al_2O_3$  в ортопироксене при малых количествах этого окисла в породе бывает как выше, так и ниже валового, а при повышенных глинозема в минерале меньше, чем в породе.

В клинопироксене при 7,5—30 кбар содержание  $SiO_2$  больше, чем валовое в лерцолите,  $TiO_2$  — примерно на уровне валового. То же наблюдается для  $Al_2O_3$  при низких содержаниях в породе, а при повышенных уровень в клинопироксене ниже валового. Уровни железа и магния резко ниже, чем в породе. В амфиболе (паргасит) при 7,5—20 кбар  $SiO_2$  примерно соответствует валовому в лерцолитах;  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  заметно или резко повышены,  $FeO'$  и  $MgO$  резко понижены.

В шпинели при 10—20 кбар сильно повышены по сравнению с лерцолитами  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$ , повышена  $FeO'$ , понижена  $MgO$ ;  $TiO_2$  — на уровне валовых. Гранат при 15—30 кбар пироповый, с примесью примерно одинаковых количеств альмандинового (железистость 15—25%) и гроссулярового компонентов. По сравнению с валовым в нем понижен  $SiO_2$ , резко понижена  $MgO$ .  $FeO'$  примерно равна валовому. Гранат богаче  $CaO$ , чем исходный низкокальциевый лерцолит, и беднее, чем повышеннокальциевый. Соотношения уровней  $TiO_2$  с валовыми нерегулярны.

При избытке воды (содержание порядка 10% и больше) состав выплавки (5—10 об. %) напоминает лейкобазальты и андезитойды ( $SiO_2$  52—66%,  $Al_2O_3$  16—24,  $FeO'$  0,6—6,  $MgO$  0,7—5,6,  $CaO$  9,4—16,5,  $Na_2O$  0,1—1,3% [Mysen, Boettcher, 1975]). От названных обычных лейкобазальтоидов эти выплавки уклоняются в сторону повышенных содержаний  $Al_2O_3$  и  $CaO$  и сильно пониженных — натрия (последнее исследователи отнесли за счет систематических ошибок анализа). Указанные выплавки равновесны с безгранатовой минеральной ассоциацией  $Ol + Op + Kp + Шп \pm Am$ . Повышеннокремнеземистый состав выплавки объясняется инконгруэнтным плавлением (инконгруэнтным растворением в расплаве) ортопироксена и амфибола у солидуса, с выделением оливина.

Перидотит с присадкой 3—10% синтетического флогопита, насыщенный водой [Mysen, Boettcher, 1975], при 10—20 кбар имеет у солидуса  $Ol + Op + Kp + Am + Фл + Шп + P$ , причем флогопит преобладает над амфиболом, а амфибол над клинопироксеном. При повышении температуры амфибол выбывает раньше, чем флогопит. Флогопит в ассоциации появляется при содержаниях  $K_2O$  в исходном материале 0,3—1,2%, при этом амфибол тоже обогащен калием (примерно до 1%  $K_2O$ ), а околосолидусная выплавка беднее им. По сравнению с исходной породой в выплавке резко выше содержания  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ , резко ниже  $FeO'$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ . Выплавка по  $SiO_2$  соответствует лейкоандезитойдам, но отличается от них высокими  $Al_2O_3$  (18—22%) и  $CaO$  (10—14%), очень низкими  $Na_2O$  (0,4—0,7%) и  $K_2O$  (0,1—0,6%).

Таким образом, намечается физико-химическая возможность непосредственного образования из перидотитов в присутствии воды базальтоидных выплавки, в том числе высокоглиноземистых андезитойдных. Доля такой выплавки при недосыщении водой невелика: 5—10% от исходного перидотита. Образование повышенно кремнеземистых выплавки показано в экспериментах с водой до 15—20 кбар. К настоящему времени признано, что при насыщении водой из лерцолита может быть получена достаточно обильная равновесная выплавка не лейкократовее андезито-базальта [D. Green, 1973в; Stern, 1974; Stern, Wyllie, 1973; и др.].

Так как нет веских оснований считать зону базальтоидного магмогенеза насыщенной или хотя бы обогащенной водой в широких региональных масштабах, этот механизм нельзя распространить на образование главной массы лейкобазальтоидов. Малая примесь воды способна обеспечить очень малое количество лейкобазальтоидной выплавки, отделение которой сомнительно. Малая примесь воды в этом случае скорее может сдвинуть в сторону большей кремнеземистости состав меланократовой выплавки, получающейся при продвинутом плавлении и способной отделяться.

Основная петрологическая роль интерстициальных базальтовых и лейкобазитовых выплавок в перидотитах может состоять в постепенном формировании структур с более легкоплавкими макроучастками, благоприятных для последующего выплавления больших объемов базальтоидов. Не исключено, что прямые выплавки из перидотита могут представлять необычные и скудные базальтоиды, например некоторые из так называемых «высокомагнезиальных андезитов», пикритобазальтов.

Для выплавки больших масс базальтов и лейкобазальтоидов петрохимически более пригодны существенно клинопироксеновые пироксениты, особенно с примесью высокоглиноземистых минералов (плагноклаза, шпинели, граната). Такие пироксениты нередко представлены среди глубинных ксенолитов в платформенных пикритоидах и в щелочных базальтоидах разных областей, встречаются также в виде тектонических отторженцев, поднявшихся предположительно с подкоровых уровней (см., например, [Белковский и др., 1980]). Пироксениты гораздо сильнее дезинтегрируются и плавятся в базальтовом расплаве, чем существенно оливиновые породы [Кутюлин, Агафонов, 1978]. Это дает основание считать, что их доля среди пород на глубине больше, чем встречаемость среди ультраосновных ксенолитов. Выплавка базальта из пироксенитов не противоречит фазовым отношениям в большинстве базальтов при умеренно высоких давлениях (см. ниже).

Возможным источником базальтовых и лейкобазальтоидных магм многие петрологи признают эклогиты, известные (реже чем пироксениты) в ксенолитах и в предполагаемых тектонических отторженцах верхов мантии и низов коры. Выделяются магматические эклогиты — продукты переплавления подкорового вещества в высокобарической гранатовой фации, и метаморфические — бывшие базиты коры, опустившиеся в высокобарическую зону. Магматические эклогиты отличаются от метаморфических статистически более высоким уровнем магния и более низким кальция, натрия, железа, титана [Кутюлин, 1973; Н. В. Соболев, 1974; Геншафт, 1977; и др.]. Петрохимический состав эклогитов, базальтоидов разного положения, а также гранулитов дан в табл. 4.

Эклогиты эффективно плавятся в базальтовом расплаве [Кутюев, Шарапов, 1979], поэтому они относительно больше распространены на глубине, чем среди глубинных ксенолитов. Предполагается, что в выплавлении андезитовых магм широко участвуют кварцевые эклогиты [D. Green, Ringwood, 1967; В. С. Соболев, 1973; Н. В. Соболев, 1981; и др.]. Они известны в метаморфических комплексах и изредка в виде ксенолитов в щелочных базальтоидах.

Для тоналитов Берегового плутонического комплекса Северной Америки, которые химически отвечают андезитам, показана возможность образования из метаморфических апобазитовых пород, состоящих из высокоглиноземистого амфибола и плагноклаза с примесью кварца и биотита при 6—8 кбар. Для этого требуется частичное плавление до полного исчерпания биотита и отделение расплава от околосolidусного низкоглиноземистого амфибола [Lappin, Hollister, 1980]. Такая обстановка (амфиболитовая фация), возможно, отвечает верхам зоны выплавления андезитов в коре.

Экспериментально исследованы в сухих или почти сухих условиях при разных давлениях многие ультраосновные силикатные смеси и породы, более богатые базальтовой составляющей, чем лерцолиты: смесь клинопироксена и граната из эклогитового ксенолита и смесь оливина, орто- и клинопироксена и граната из гранатового перидотита [O'Hara, 1968; и др.]; смеси базальта и дунита — пиролиты [Д. Грин, Рингвуд, 1968; D. Green, 1970, 1973; Jaques, Green, 1980]; смесь гранатового лерцолита с базальтом [Ito, Kennedy, 1980]; пироксениты [Kornprobst, 1970]; синтетический пикрит [Tilley, Yoder, 1964]; пироксениты из ксенолитов [Геншафт, 1977]; модельный низкокальциевый лунный пироксенит [Ringwood, 1970] и некоторые другие (см. рис. 3). Избыточными фазами у ликвидуса этих составов бывают клинопироксен, ортопироксен,

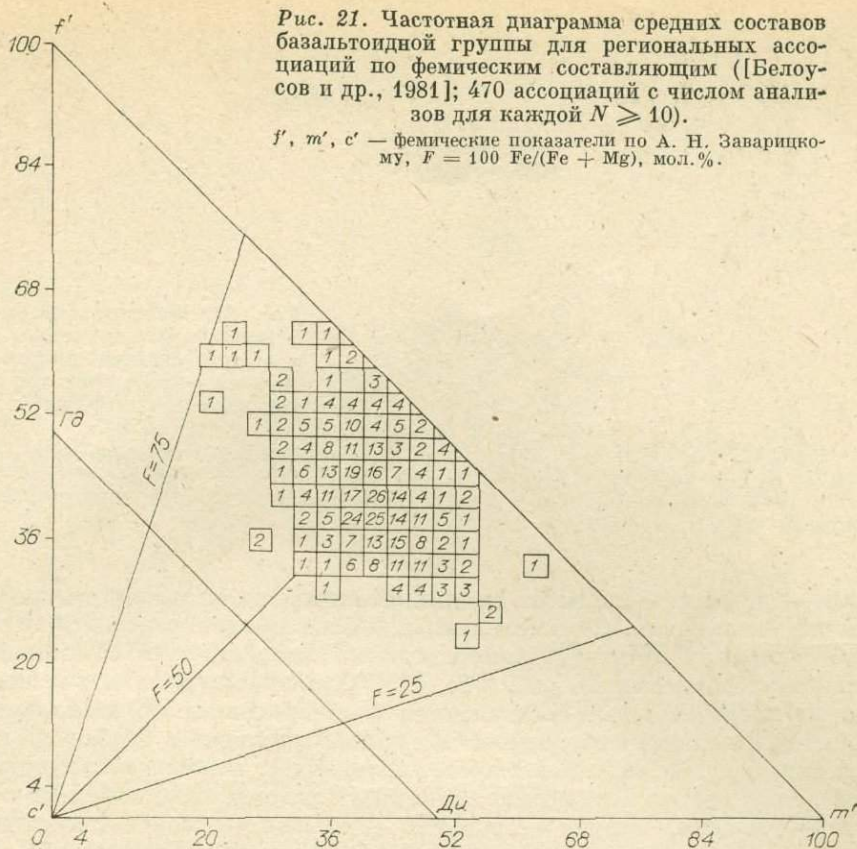
Петрохимические характеристики базальтоидов, базитовых гранулитов, эклогитов

Петрохим. показат.	Базальтоиды					Эклогиты		Гранулиты
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49,7(2,4)	51,9(4,7)	56,9(2,3)	53,4(3,6)	48,9(2,1)	46,6(2,9)	48,9(2,6)	49,0(1,9)
TiO <sub>2</sub>	2,3(0,8)	1,7(0,7)	1,0(0,3)	1,1(0,7)	2,4(0,8)	0,4(0,2)	1,5(1,3)	0,5(0,3)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,0(1,4)	16,2(1,2)	17,4(1,0)	17,1(1,3)	15,7(1,1)	16,5(4,2)	15,2(2,9)	17,0(1,4)
FeO'	11,8(1,5)	9,7(2,2)	7,6(1,3)	8,9(1,7)	11,0(1,2)	9,7	11,5	9,1(2,2)
MgO	6,1(1,8)	6,0(2,0)	3,8(0,8)	5,2(1,7)	6,3(1,4)	14,2(4,8)	8,4(2,6)	9,1(1,3)
CaO	8,9(2,1)	8,1(1,7)	6,8(1,2)	9,2(1,6)	10,1(1,6)	10,3(2,5)	11,3(2,3)	12,5(1,6)
Na <sub>2</sub> O	3,2(1,1)	3,5(0,6)	3,5(0,6)	3,1(0,7)	3,2(0,8)	1,2(1,3)	2,4(0,8)	1,9(1,1)
K <sub>2</sub> O	1,7(1,8)	2,0(1,2)	2,2(0,8)	1,2(0,8)	1,3(1,0)	0,4(0,3)	0,4(0,3)	0,3(0,2)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4(0,2)	0,4	0,4	0,2	0,5			0,1(0,0)
<i>a</i>	9,3(3,3)	10,5(2,1)	11,1(2,1)	8,7(2,5)	9,0(3,0)	3,2	5,8	4,7(2,4)
<i>c</i>	5,2(2,2)	5,6(1,2)	6,3(1,4)	7,3(1,6)	6,0(1,3)	9,2	7,1	9,0(1,4)
<i>b(b')</i>	27,0(3,8)	23,4(6,5)	16,1(2,8)	21,3(5,6)	27,4(3,3)	35,7	31,2	30,3(3,2)
<i>n</i>	76,9(13,8)	73,7(10,7)	71,9(8,1)	81,6(8,2)	82,3(9,9)	84,1	90,3	85,6(20,9)
<i>Q</i>	-7,6(7,9)	-5,7(10,4)	4,8(6,2)	0,7(7,9)	-8,9(6,8)	-11,7	-6,9	-6,3(0,7)
<i>F</i>	52,7(7,8)	48,5(6,2)	52,6(6,0)	50,2(6,9)	49,7(6,7)	27,7	43,4	35,7(6,8)

Примечание. 1 — базальтоиды платформ (статистики рассчитаны по средним для 36 ассоциаций), в скобках — среднеквадратичные отклонения; 2 — базальтоиды материково-шельфовых плато (94 ассоциации); 3 — базальтоиды упорядоченных орогенов (56 ассоциаций); 4 — базальтоиды внутренних и окраинных морей (52 ассоциации); 5 — базальтоиды океанов (54 ассоциации); 6 — бесполовошпатовые эклогиты из включений в кимберлитах (34 ан.; среднеквадратичные отклонения — по первичным анализам, без исключения летучих [Кутодия, 1973]); 7 — эклогиты из метаморфических комплексов (41 ан.; среднеквадратичные отклонения — по первичным анализам, без исключения летучих [Кутодия, 1973]); 8 — двушроксеновые гранулиты из ксенолитов в базитовых трубках взрыва района Делегейт, Австралия (5 ан. [Lovering, White, 1969]).

Рис. 21. Частотная диаграмма средних составов базальтоидной группы для региональных ассоциаций по фемическим составляющим ([Белуцов и др., 1981]; 470 ассоциаций с числом анализов для каждой  $N \geq 10$ ).

$f'$ ,  $m'$ ,  $c'$  — фемические показатели по А. Н. Заварицкому,  $F = 100 \text{ Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ , мол. %.



шпинель, оливин. Оливин устойчив у ликвидуса до 30 кбар или выше в меласикритоидных составах и в щелочных субмеласикритоидах, но отсутствует у ликвидуса при давлениях выше 14 кбар в низкощелочных субмеласикритоидах (гранулитовой, пироксенитовой, эклогитовой минеральных фаций). Последнее позволяет считать эклогитовые породы субмеласикритоидного состава, а также гроспидиты, двушироксеновые и существенно клинопироксеновые пироксениты вероятными источниками базальтов.

На рис. 21 видно, что составы базальтоидов (по оценкам средних для региональных ассоциаций) в разной степени отдалены от линии диоксид — геденбергит, отвечающей составам клинопироксенов. Базальтоиды недосыщены фемической кальциевой и пересыщены железомagneзиальной составляющей по сравнению с клинопироксеном, т. е. должны быть выплавками из пород с участием кроме клинопироксена других железомagneзиальных фаз.

Уяснить фазовые отношения (характер избыточных фаз, состав котектик, эвтектоидных смесей и т. п.), которые регулируют выплавление базальтоидов, помогают данные по упрощенным — гаглобазальтовым — системам без флюидов.

Низкощелочные базальтовые составы в первом приближении моделируются некоторой областью в тетраэдре анортит-диоксид-форстерит-кальциевая молекула Чермака в системе  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{CaO}$ , причем особый интерес представляет плоскость анортит — диоксид — форстерит. В этой плоскости при атмосферном давлении (рис. 22) температурный минимум ликвидуса соответствует котектикам (содержания округлены): анортит (40%) — диоксид (60%) и анортит (40%) — диоксид (50%) — оливин (10%). Котектика анортит — форстерит — шпинель отвечает скорее не базальту, а троктолиту. При 7—15 кбар низкотемпературный участок ликвидуса представлен гаглобазальтовыми котектиками анортит — диоксид,

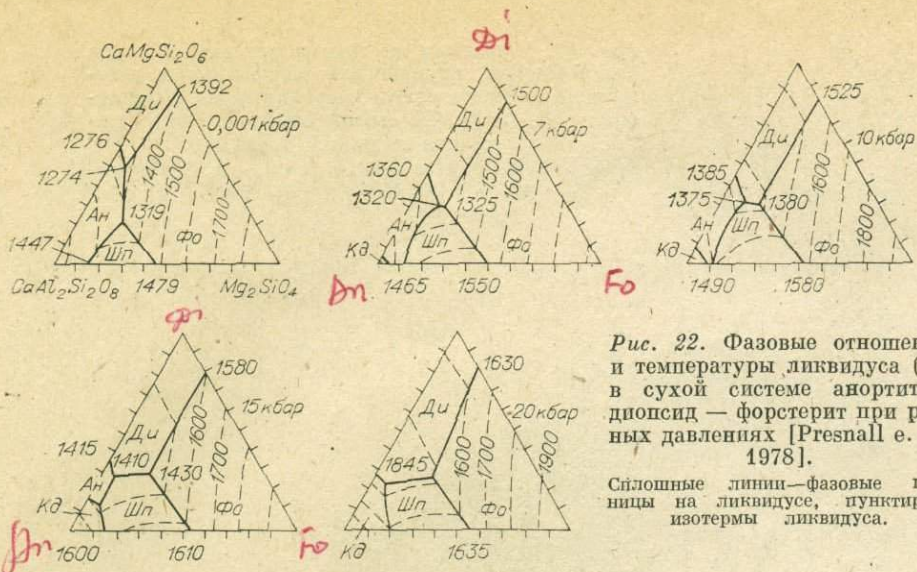


Рис. 22. Фазовые отношения и температуры ликвидуса (°С) в сухой системе анортит — диопсид — форстерит при разных давлениях [Preston e. a., 1978].

Силосные линии — фазовые границы на ликвидусе, пунктир — изотермы ликвидуса.

анортит — диопсид — шпинель и пикритовой котектикой диопсид — форстерит — шпинель. С ростом давления безоливиновые котектики смещаются в сторону обогащения анортитовым (глиноземистым) и обеднения диопсидовым компонентом (см. рис. 22). Оливиносодержащая котектика при этом последовательно обогащается форстеритовым (магнезиальным, малокремнеземистым) компонентом и начиная примерно с 7 кбар обедняется глиноземом. При 20 кбар исчезает плагиоклаз, а низкотемпературные гаплогабазальтовые котектики на ликвидусе представлены комбинациями корунд — диопсид, корунд — шпинель — диопсид; сохраняется пикритовидная котектика диопсид — шпинель — форстерит. Последняя с ростом давления смещается в магнезиальном направлении.

В системе энстатит — волластонит — глинозем при 20 кбар (см. рис. 14) [Йодер, 1979] можно считать аналогами пикритобазальтов и базальтов относительно низкотемпературные котектики диопсид — гранат и диопсид — гранат — шпинель, а при 26—30 кбар котектику диопсид — гранат. В котектиках диопсида с форстеритом и энстатитом низки содержания  $Al_2O_3$ , они аналогичны пикритоидам.

Из опытов в бесщелочной системе  $MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2$  следует, что поле гаплогабазальтоидных выплавок с ростом давления расширяется в сторону составов, обогащенных оливином — магнезиальными, недосыщенными кремнеземом. При этом в котектиках, включающих диопсид и плагиоклаз, доля последнего увеличивается (см. рис. 15) [Lindsley, Emslie, 1967; и др.], т. е. растет содержание глинозема.

В бесщелочной системе анортит — диопсид — геденбергит (рис. 23) кварц и коэсит появляются в субсолидусе в области устойчивости граната и плавятся на солидусе в кварцсодержащих котектиках. Эти опыты указывают на возможность широкого распространения апоазитовых кварцевых гранулитов и кварцевых эклогитов. Намечается смена над солидусом ассоциации клинопироксен — плагиоклаз клинопироксеном, а затем ассоциацией клинопироксен — гранат при росте давления.

Для системы диопсид — анортит — альбит показано, что богатый альбитом плагиоклаз преобладает над диопсидом в их котектике на ликвидусе; при средних составах плагиоклаза молекулярные содержания обоих минералов в котектике при атмосферном давлении примерно одинаковы [Bowen, 1945; Kushiro, 1973a] (рис. 24). При повышении давления в котектике растет доля плагиоклаза, сильно при анортитовом и слабо при альбитовом его составе [Йодер, Тилли, 1965; Tilley, Yoder, 1964; Lindsley, Emslie, 1967; и др.].

Обогащение выплавки компонентами плагиоклаза с повышением давления устанавливается также в бесщелочной системе оливин — окись

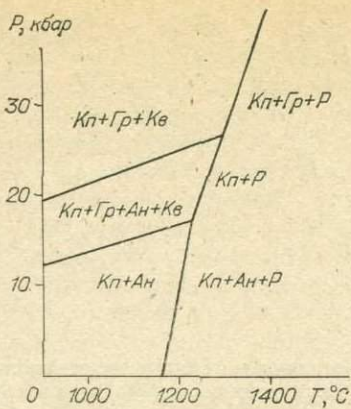


Рис. 23. Околосolidусные фазовые отношения в системе анортит — диопсид<sub>50</sub> — геденбергит<sub>50</sub> [Akella, Kennedy, 1971].

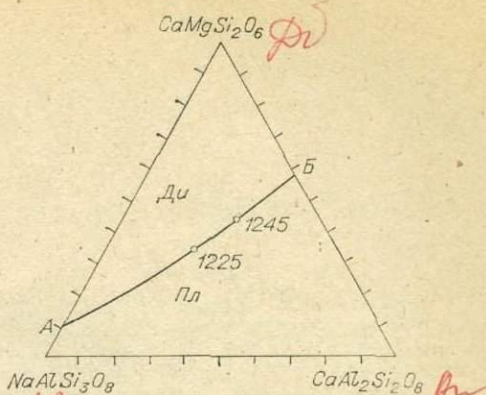


Рис. 24. Фазовые отношения на ликвидусе гапобазальтовой системы [Kushiro, 1973a.]

На котектической границе АБ — температуры, °С.

железа — анортит — кремнезем [Osborn, 1959, 1978; Osborn, Arculus, 1975] при повышенной фугитивности кислорода. При 10 кбар высокоглиноземистый расплав равновесен с пироксеном, шпинелью (магнетитом) и анортитом в эвтектической точке. Содержание кремнезема и компонентов плагиоклаза в эвтектоидной вышлавке заметно увеличивается с ростом фугитивности кислорода; при этом немного повышается уровень магния [Osborn, 1959]. При повышенных степенях окисленности железа в эвтектике участвует свободный кремнезем. Эти данные используются при объяснении генезиса низкощелочных базальтоидов высокоглиноземистого крыла; их следует учитывать при истолковании часто встречаемой повышенной магнезиальности лейкобазальтоидов.

Безкальциевая и безжелезистая система  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—Mg}_2\text{SiO}_4\text{—SiO}_2$  дает некоторые возможности для предварительного анализа соотношений базальтоидных серий разной щелочности [Соболев, Кежежинская, 1971], хотя необходимы поправки на присутствие в породах кальция и особенно железа.

В системе диопсид — анортит — нефелин, ближе имитирующей составы щелочных базальтоидов, при атмосферном давлении сохраняется преобладание диопсида над плагиоклазом в котектиках диопсид — плагиоклаз и диопсид — плагиоклаз — форстерит на ликвидусе (рис. 25). Наиболее щелочная часть этой низкобарической системы (низкотемпературные котектики с нефелином) приближается к составам нефелиновых базальтоидов.

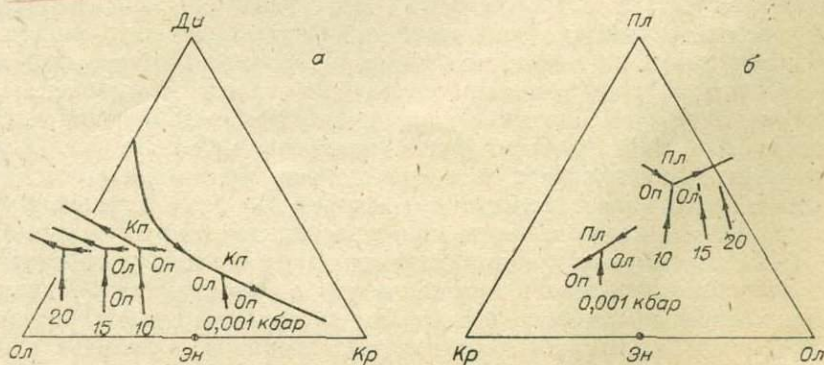


Рис. 25. Положение котектик в бесфлюидных низкощелочных базальтоидных составах при разных давлениях, кбар [Stolper, 1980].

Проекция из вершины плагиоклаза (а), диопсида (б).

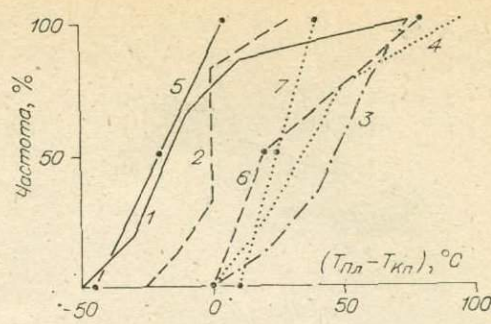
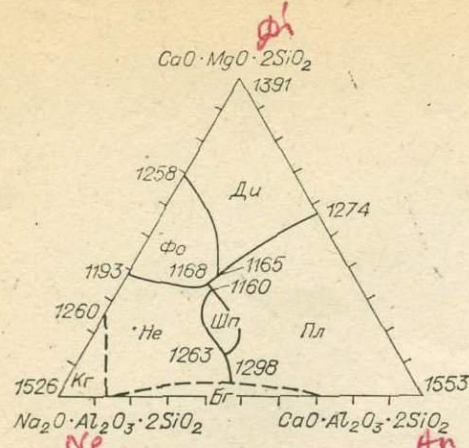


Рис. 26. Фазовые отношения на ликвидусе системы диопсид — анортит — нефелин при 1 атм [Schairer, Tilley, Brown, 1968].

Температуры плавления даны в °С.

Рис. 27. Кумуляты величин разности между максимальными температурами кристаллизации плагиоклаза и клинопироксена в базальтоидах при атмосферном давлении (по данным К. Тилли, Дж. Шерера, Р. Томпсон и др. из работы [Белюсов, 1976], с исправлениями).

Базальтоиды низкощелочные: 1 — мелабазальтоиды низкоглиноземистые (20 обр.), 2 — мезобазальты низкоглиноземистые (28 обр.), 3 — мезобазальты высокоглиноземистые (22 обр.), 4 — лейкобазальтоиды (12 обр.); базальтоиды щелочные: 5 — мелабазальтоиды (5 обр.), 6 — мезобазальтоиды (12 обр.), 7 — лейкобазальтоиды (4 обр.).

Составы выплавки из низкощелочных базальтов срединно-океанического хребта с присадкой ортопироксена и оливина при давлениях до 20 кбар, изображенные в упрощенной системе оливин — диопсид — плагиоклаз — кремнезем, укладываются в области котектик с участием оливина, орто- и клинопироксена и плагиоклаза (рис. 26) и указывают на возможность образования пикритобазальтовых и базальтовых низкощелочных магм в безгранатовой зоне умеренно высоких давлений. Котектики с ростом давления обедняются кремнеземом (с отклонением в нефелин-нормативную область), заметно обогащаются компонентами плагиоклаза и меньше — клинопироксена и оливина. С помощью трехкомпонентной диаграммы оливин — диопсид — плагиоклаза показано [Дмитриев и др., 1978], что высокотитанистые разновидности низкощелочных базальтов срединно-океанического хребта тяготеют к безортопироксеновой трехминеральной котектике при давлениях до умеренно высоких. Природные стекла из низкощелочных океанических базальтов близки к бинарной котектике клинопироксен — плагиоклаз [Рябчиков и др., 1979; Шарков, Синдеев, 1981; Brian, 1979; Green, Hibberson, Jaques, 1979].

Пересчет базальтов разных низкощелочных (толеитовых) серий на упрощенную систему альбит — анортит — диопсид — геденбергит показывает, что они попадают в зону низкобарической котектики плагиоклаз — клинопироксен [Ж. А. Федотов, 1978], что указывает на значительную роль в их генезисе котектик с совместным участием этих двух минералов.

Массовые опыты по плавлению и кристаллизации природных базальтоидов при атмосферном давлении позволяют статистически оценить зависимость температур и хода кристаллизации от валового состава системы. Эти данные были обобщены нами ранее [Белюсов, 1976]. На рис. 27 отражена температурная последовательность начала кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза. Слева от нуля на оси абсцисс расположены случаи, когда первым из двух минералов кристаллизуется клинопироксен, а справа — когда первым кристаллизуется плагиоклаз. Нуль обозначает, что оба минерала вступают в кристаллизацию одновременно. В мелабазальтоидах (которые обычно содержат оливин на ликвидусе) клинопироксен начинает кристаллизоваться раньше плагиоклаза, в лейкобазальтоидах — после. В низкощелочных низкоглиноземистых мезобазальтах (самом распространенном классе земных базальтоидов) тот и другой минерал примерно одинаково часто начинает кристаллизоваться первым, температурная разница начала их кристаллизации мала, в значительном числе

случаев оба вступают в кристаллизацию вместе. Таким образом, низкощелочные низкоглиноземистые мезократовые базальты при атмосферном давлении более других базальтоидов близки к клиношироксен-плагноклазовой котектике. Очевидно, к этой котектике тяготеет в той или иной мере большинство базальтоидов; температуры начала кристаллизации клиношироксена и плагноклаза не сильно отличаются, разница обычно меньше  $50^{\circ}\text{C}$ .

Все мелабазальты (25 из 25) из учтенных на рис. 27 содержат на солидус-ликвидусном интервале оливин: на этом интервале он присутствует в большинстве мезобазальтов (48 из 62) и в меньшей части лейкобазальтоидов (6 из 16). Оливинсодержащие разновидности отражены на рис. 28.

В подавляющем большинстве этих пород оливин начинает кристаллизоваться раньше, чем наступает совместная кристаллизация клиношироксена и плагноклаза. Окололиквидусный оливин наиболее значительно развивается в мелабазальтоидах и низкощелочных высокоглиноземистых базальтах. Фракционная роль оливина при низких давлениях, очевидно, уменьшается от мелабазальтоидов к мезо- и лейкобазальтоидам. В высокоглиноземистых базальтах влияние высадки оливина на состав расплава (особенно на салический шликвиг) подавляется тем, что вблизи ликвидуса оливин кристаллизуется вместе с плагноклазом.

Фазовые отношения в бесфлюидных смесях базальтоидного состава, от пикритобазальтовых до андезит-дацитовых, при разных давлениях можно проследить на рис. 20 и 29. В пикритобазальтовых составах оливин на солидус-ликвидусном интервале фиксируется до 10—15, а в щелочных пикритобазальтах — до 20—25 кбар (см. рис. 20). Окололиквидусной фазой он оказывается только до 10—15 кбар в низкощелочных пикритобазальтовых составах (кроме весьма и крайне высокоглиноземистых) и до 20 кбар в щелочных; на значительном температурном интервале у ликвидуса он избыточен соответственно до 9—11 и 10—15 кбар. При более высоких давлениях химические компоненты оливина переходят в пироксены, в шпинель (при мелабазальтоидных составах) и начиная примерно с 18 кбар — в гранат.

В высокоглиноземистых пикритобазальтах (лунные образцы) у ликвидуса примерно до 25 кбар избыточна шпинель, к ней при 27 кбар добавляется гранат, который становится избыточным при 30 кбар.

При 25—30 кбар в низкощелочных низкоглиноземистых пикритобазальтах и при 30—36 кбар в щелочных сохраняется на всем или почти всем интервале частичного плавления биминеральная эклогитовая котектика. В низкощелочных составах при 14—20 кбар окололиквидусную котектику образуют клино- и ортопироксен, к которым у солидуса добавляются оливин или гранат; при 11—13 кбар вблизи ликвидуса появляется двупироксен-оливиновая котектика. В щелочных пикритобазальтах при 22—27 кбар на значительном температурном интервале у ликвидуса избыточен клиношироксен, к которому ближе к солидусу присоединяются оливин и шпинель либо гранат. При 18—20 кбар имеет место окололиквидусная котектика клиношироксена с оливином, к которой ближе к солидусу добавляется шпинель.

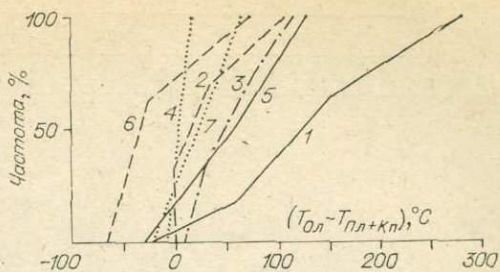


Рис. 28. Кумуляты величин разности между максимальными температурами кристаллизации оливина и начала совместной кристаллизации клиношироксена и плагноклаза в базальтоидах при атмосферном давлении (по источникам, использованным на рис. 31; из работы [Белузов, 1976], с исправлениями).

Базальтоиды низкощелочные: 1 — мелабазальтоиды низкоглиноземистые (20 обр.), 2 — мезобазальты низкоглиноземистые (20 обр.), 3 — мезобазальты высокоглиноземистые (20 обр.), 4 — лейкобазальтоиды (2 обр.); базальтоиды щелочные: 5 — мелабазальтоиды (5 обр.), 6 — мезобазальты (8 обр.), 7 — лейкобазальтоиды (4 обр.).

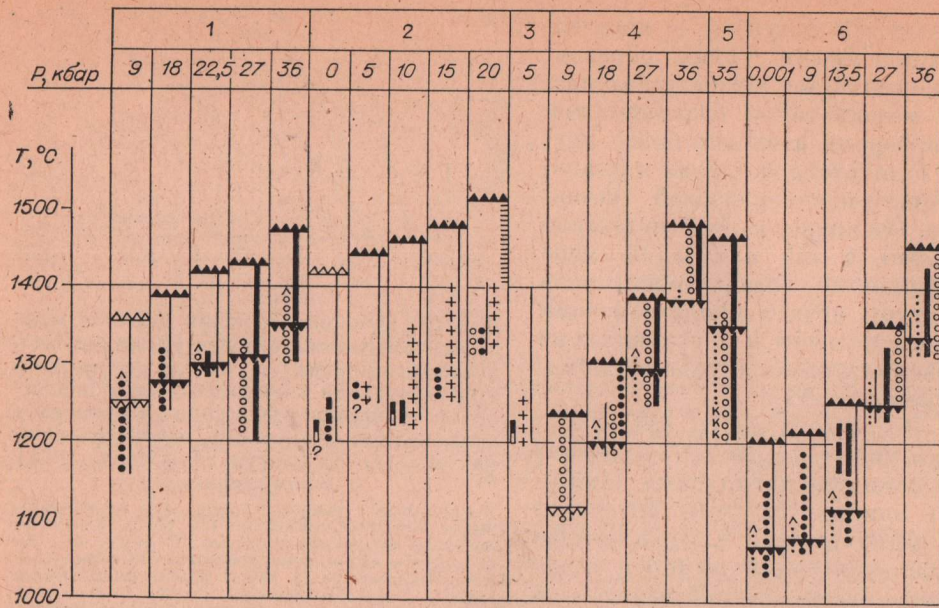


Рис. 29. Фазовые отношения для андезитовидных

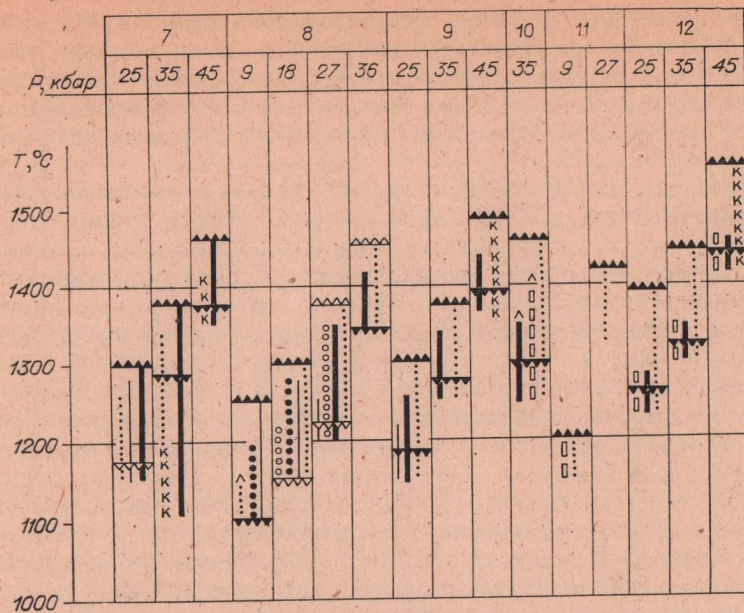
1 — габброанортосит искусственный ( $Al_2O_3$  — 23,3,  $MgO$  — 2,1% [Т. Грин, 1968]); 2 — лунный «базальт» полевошпатовый, отвечающий габброанортоситу [Hodges, Kus [Т. Грин, Рингвуд, 1968]); 3 — лунный «базальт» полевошпатовый, отвечающий габброанортоситу [Hodges, Kus [Т. Грин, Рингвуд, 1968]); 5 — андезитобазальт (смесь 1:1 базальта и андезита [Жариков, Ишбулатов, 1974]); 7 — андезит ( $SiO_2$  — 62,4%,  $Al_2O_3$  — 17,0,  $MgO$  — 3,3%,  $MgO$  — 1,8% [Т. Грин, Рингвуд, 1968]); 9 — дацит ( $SiO_2$  — 67,0%,  $Al_2O_3$  — 15,5,  $MgO$  — 1,9%,  $MgO$  — 2,4% [Жариков и др., 1974]); 11 — риодацит ( $SiO_2$  — 69,6%,  $Al_2O_3$  — 14,7,  $MgO$  — 1,0,  $Na_2O$  — 0,16,  $Na_2O$  — 4,1,  $K_2O$  — 4,8% [Жариков, Ишбулатов, 1974]); 12 — липарит ( $SiO_2$  — 76,2%,  $Al_2O_3$  — 12,9,  $MgO$  — 4,3% [Longhi, 1973]); 4 — андезитобазальт искусственный ( $SiO_2$  — 56,4%,  $Al_2O_3$  — 16,6,  $MgO$  — 4,3%,  $MgO$  — 4,3% [Литвин, 1978]); 6 — андезит (кварцевый диорит) искусственный ( $SiO_2$  — 62,2%,  $Al_2O_3$  — 17,3,  $MgO$  — 1,8% [Жариков, Ишбулатов, Литвин, 1978]); 8 — дацит искусственный ( $SiO_2$  — 65,6%,  $Al_2O_3$  — 16,2,  $MgO$  — 1,8% [Жариков, Ишбулатов, Литвин, 1978]); 10 — гранодиорит ( $SiO_2$  — 64,6%,  $Al_2O_3$  — 15,8,  $MgO$  — 3,4,  $K_2O$  — 4,6% [Т. Грин, Рингвуд, 1968]); 12 — липарит ( $SiO_2$  — 76,2%,  $Al_2O_3$  — 12,9,  $MgO$  — 4,3% [Longhi, 1973]). Усл. обозн. см. на рис. 3.

У пикритобазальтов, кроме крайне высокоглиноземистых, солидус-ликвидусный интервал заметно сужен в области 25—30 кбар, т. е. эти составы приближаются здесь к эвтектоидным. Эвтектоидный характер пикритобазальтов (как и субмелапикритоидов) при высоких давлениях в значительной мере объясняет повышенное однообразие их состава в разных вулканических сериях, в том числе по щелочности (отмечается, в частности, что регрессионные линии разных базальтоидных серий сходятся в области пикритобазальтовых или пикритовых составов с  $SiO_2$  42—43 и  $(Na_2O + K_2O)$  1,2—1,3% [Перчук, Фролова, 1979]).

В мелабазальтовых смесях избыточный оливин на ликвидусе появляется при 8—10 кбар и меньше (см. рис. 20). В некоторых мелабазальтовых и в мезобазальтовых составах этот минерал у ликвидуса образует двойные и более сложные котектики с пироксенами и плагиоклазом. Вообще на солидус-ликвидусном интервале оливин сохраняется в базальтовых смесях до 12—15 кбар, редко больше. Совсем отсутствует он в равновесии с расплавом в некоторых низкощелочных составах (см. рис. 20, опыты 9, 24), сводящихся стехиометрически к двупироксен-плагиоклазовой или клинопироксен-плагиоклазовой смеси.

В базальтах, включая высокоглиноземистые, при 10—30 кбар, а в щелочных начиная примерно с 5 кбар избыточен на ликвидусе чаще всего клинопироксен. У ликвидуса он иногда образует котектику с ортопироксеном, а в высокоглиноземистой смеси также со шпинелью. Любопытным представляется равновесие одного клинопироксена с расплавом на всем солидус-ликвидусном интервале и мономинеральный состав в субсолидусе в одной из экспериментальных серий для базальта при 35 кбар (см. рис. 20, опыт 17). Результат хотя и не согласуется с данными опытов с петрохимически сходным базальтом (см. рис. 20, опыт 18), но аналогичен результатам по системам диопсид — форстерит (см. рис. 11) и диопсид — энстатит (см. рис. 13).

В базальтовых составах при 20—30 кбар у ликвидуса появляется шпинель (рис. 20, опыт 15), в высокоглиноземистых базальтах — корунд. Ко-



и кислых составов в бесфлюидных условиях.

«базальт» полевошпатовый, отвечающий габброанортоситу ( $Al_2O_3$  — 28,7,  $MgO$  — 4,4% [Longhi, 1973]); 4 — андезитобазальт искусственный ( $SiO_2$  — 56,4%,  $Al_2O_3$  — 16,6,  $MgO$  — 4,3%,  $MgO$  — 4,3% [Литвин, 1978]); 6 — андезит (кварцевый диорит) искусственный ( $SiO_2$  — 62,2%,  $Al_2O_3$  — 17,3,  $MgO$  — 1,8% [Жариков, Ишбулатов, Литвин, 1978]); 8 — дацит искусственный ( $SiO_2$  — 65,6%,  $Al_2O_3$  — 16,2,  $MgO$  — 1,8% [Жариков, Ишбулатов, Литвин, 1978]); 10 — гранодиорит ( $SiO_2$  — 64,6%,  $Al_2O_3$  — 15,8,  $MgO$  — 3,4,  $K_2O$  — 4,6% [Т. Грин, Рингвуд, 1968]); 12 — липарит ( $SiO_2$  — 76,2%,  $Al_2O_3$  — 12,9,  $MgO$  — 4,3% [Longhi, 1973]). Усл. обозн. см. на рис. 3.

рунд и кианит известны в эклогитах из кимберлитовых трубок [Н. В. Соколов, 1974; Boyd, Danchin, 1980; и др.].

При 25—30 кбар, в области устойчивости граната, соотношения его с клинопироксеном у ликвидуса базальтовых составов переменные — котектические либо с избытком одного минерала. Гранат бывает избыточен в низкощелочных мезобазальтах (см. рис. 20, опыт 16), в щелочных мела- и мезобазальтах (см. рис. 20, опыты 22, 27).

Рост устойчивости граната по сравнению с клинопироксеном при давлениях выше 30 кбар, приводящий к обеднению выплавки глиноземом, так же как расширение при этом солидус-ликвидусного интервала, свидетельствует о вырождении условий выплавки пикритобазальтов с глубиной.

В высокоглиноземистых мела- и мезобазальтах и некоторых умеренно низкоглиноземистых мезобазальтах на небольшом интервале у ликвидуса при низких давлениях иногда избыточен плагиоклаз, который при снижении температуры кристаллизуется в котектике с клинопироксеном, оливином. У солидуса в равновесии с расплавом плагиоклаз в базальтовых смесях сохраняется до 20 и иногда 25—28 кбар.

Ортопироксен в области изученных базальтовых и пикритобазальтовых составов, один или в паре с оливином, не бывает избыточен у ликвидуса и кристаллизуется всегда в котектиках с более низкокремнеземистыми минералами. Фракционирование его поэтому не ведет к резкому уменьшению кремненасыщенности расплава.

Калиевый полевой шпат отмечен в субсолидусе и сразу над солидусом в щелочнобазальтовой смеси при 5—20 кбар (см. рис. 20, опыт 26). Кварц установлен только в субсолидусе низкощелочных базальтовых смесей при 27—35 кбар. В щелочном высокотитанистом базальте над солидусом зафиксирован до 26 кбар ильменит, с ростом давления его заменяет рутил (см. рис. 20, опыт 27). Рутил и ильменит отмечены в ксенолитах эклогитов из кимберлитовых трубок [Boyd, Danchin, 1980; и др.].

У мела- и мезобазальтов с ростом давления ширина солидус-ликви-

дусного интервала либо остается приблизительно одинаковой, либо увеличивается в отличие от обычных пикритобазальтов, иными словами, с ростом давления мела- и пикритобазальтовые составы частью утрачивают эвтектоидность, т. е. условия выплавления и сохранения магм такого состава при высоких давлениях (порядка 30 кбар и выше) вырождаются.

Примечательно отсутствие оливина на ликвидусе в мела- и мезобазальтовых составах при высоких давлениях (25 кбар и выше). Показано [Stolper, 1980], что ликвидусный избыток ортопироксена и оливина при 10—20 кбар в низкощелочном мелабазальте (со срединно-океанического хребта) достигается искусственной добавкой этих минералов. Расплавы, равновесные с ортопироксеном и оливином, соответствуют пикритобазальтам с  $\text{SiO}_2$  46,9—50,1\%,  $\text{TiO}_2$  0,7—0,8,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  14,6—18,5,  $\text{FeO}'$  8,2—10,3,  $\text{MgO}$  11,2—16,0,  $\text{CaO}$  9,3—11,3,  $\text{Na}_2\text{O}$  1,7—2,4,  $\text{K}_2\text{O}$  до 0,1%. При 10 кбар после высадки избыточного оливина и выбытия из котектики ортопироксена, в начале совместной кристаллизации шпинели с оливином, клинопироксеном и плагиоклазом, расплав имел состав  $\text{SiO}_2$  45,7%,  $\text{TiO}_2$  2,4,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,8,  $\text{FeO}'$  18,2,  $\text{MgO}$  5,9,  $\text{CaO}$  9,6,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,5,  $\text{K}_2\text{O}$  0,3%. Эти данные указывают на фракционную преемственность пикритобазальтов и базальтов в широком интервале давлений, а также на возможность образования базальтов высокожелезистого крыла в умереннобарической зоне.

Клинопироксен с ростом давления обогащается натрием. Это подтверждает статистическое сравнение клинопироксенов из перидотитов океанических (плагиоклаз-шпинелевая минеральная ассоциация) и материковых (шпинелево-гранатовые ассоциации) [Kornprobst e. a., 1981]. В зоне устойчивости граната ликвидусный клинопироксен при выплавлении базальтоидов может удерживать часть натрия, снижая натрий-калиевое отношение выплавки.

Избыток граната на ликвидусе в щелочных и некоторых низкощелочных мезобазальтах при 30—35 кбар (см. рис. 20) может свидетельствовать о том, что эти уровни менее благоприятны для мезобазальтовых выплавок, чем для менее глиноземистых и более фемических — пикритобазальтовых, пикритовых. Отмеченное увеличение поля устойчивости граната в щелочных базальтах по сравнению с низкощелочными объясняет в какой-то мере более низкий статистический уровень глинозема в щелочных базальтоидах против низкощелочных (см. гл. 4).

Так как содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в большинстве плагиоклазов (средних, основных) выше, чем в гранатах, плавление первых больше обогащает расплав глиноземом. Образование высокоглиноземистых базальтов поэтому вероятно в зоне умеренно высоких давлений, что предполагают многие исследователи (начиная с работы [Д. Грин, Рингвуд, 1968], обзор см. [Геншафт, 1977]).

Для выплавления высокотитанистых базальтов могут быть наиболее благоприятны породы с ильменитом и рутилом.

В мела- и мезобазальтах разнообразные отмеченные выше котектики минералов, противоречиво влияющих на состав расплава (по кремнезему, глинозему, фемическим компонентам), сдерживают его фракционирование в салическом направлении. Котектическая устойчивость состава должна быть здесь в общем сильнее, чем в пикритах и пикритобазальтах, поскольку в котектике на ликвидусе при невысоких давлениях нередко вступает салическая фаза — плагиоклаз.

Избыток граната на ликвидусе некоторых базальтов при высоких давлениях тормозит, как уже отмечено, салический сдвиг. Фракционный эффект высадки высокобарического (омфацитового) клинопироксена, обогащенного глиноземом и натрием, должен быть меньше, чем низкобарического. Но все-таки, несмотря на значительную изоморфную емкость клинопироксена в отношении салических компонентов, частый его избыток на ликвидусе в области от 5 до 30 кбар предопределяет эволюцию расплава в сторону обогащения глиноземом и щелочами и обеднения магнием и кальцием, при малом изменении уровня кремнезема, т. е. в сторону высоко-

глиноземистых базальтов и лейкобазальтов. Отсадка ликвидусного оливина усиливает лейкократовый сдвиг, затрагивая мелабазальтовые и некоторые мезобазальтовые составы в низкобарической зоне.

Для низкощелочных андезитов (так называемые толеитовые андезиты, или исландиты), сопровождающих в небольшом количестве базальты в некоторых районах области открытого океана (Исландия, восточная приэкваториальная часть Тихого океана [Исландия..., 1978; Walker, 1963; Chayes, 1969; Sinton, Byerly, 1980]), характерна низкоглиноземистая, высокожелезистая, высокотитанистая тенденция. Они образуются, возможно, в низкобарической части зоны устойчивости плагиоклаза и оливина, при совместной высадке этих минералов у ликвидуса, которая для низкощелочных океанических базальтов подтверждена экспериментально (см. рис. 20, опыты 12—14, 18, 19).

В андезитобазальтовых и дацитовых составах (см. рис. 29) при давлениях меньше 9—10 кбар на ликвидусе избыточен плагиоклаз; в андезитовых и габбро-анортозитовых (крайне высокоглиноземистых) он избыточен до 15 кбар.

В андезитобазальте, как и в базальтах, при 10—20 кбар (а по некоторым данным также при более высоких давлениях [Жариков и др., 1978]) у ликвидуса избыточен пироксен. На солидусе появляется кварц, что говорит о возможности выплавления андезитобазальтов из кварцсодержащих эклогитов и гранулитов с преобладанием клинопироксена. Подкрепляется это предположение тем, что при 27—36 кбар практически на всем интервале частичного плавления андезитобазальта сохраняется клинопироксен-гранатовая котектика, а у солидуса появляется кварц. Около 9 кбар в андезитобазальте на всем солидус-ликвидусном интервале сохраняется пироксен-плагиоклазовая котектика. Таким образом, андезитобазальт при определенных давлениях, подобно базальтам, проявляет признаки котектической устойчивости. Отмеченные котектики поддерживают повышенный уровень глинозема в андезитобазальтах, который фактически обычно близок к уровню в лейкобазальтах. Повышению  $Al_2O_3$  в расплаве должен способствовать уже отмеченный избыток пироксена в андезитобазальте при 10—20 кбар.

Для довольно редких вулканических магм с анортозитовой тенденцией — экстремально высоким уровнем глинозема (см. рис. 29, опыты 1—3) — не исключено сухое высокотемпературное выплавление из особых субстратов с избытком высокоглиноземистых силикатных фаз (плагиоклаз, дистен, корунд). Наличие подобных высокоглиноземистых масс ниже коры представляется реальным, в частности в виде корундовых и дистеновых эклогитов и гросцидитов, найденных в кимберлитовых трубках [Н. В. Соболев, 1974]. Вулканиты с андезитовой тенденцией пока считается предпочтительным объяснять с помощью аккумуляции плагиоклазовых кристаллов в лейкобазальтоидной магме. Любопытно, что клинопироксен избыточен у ликвидуса некоторых андезитов и габбро-анортозитов примерно при 25 кбар и выше (см. рис. 29), что способствует накоплению глинозема в расплаве. Вхождение жадеита в высокобарический клинопироксен должно обеднять лейкоандезитоидные расплавы натрием, в результате они будут иметь низкощелочную тенденцию и несколько повышенное калий-натриевое отношение.

Присутствие кварца у солидуса андезитов при всех давлениях до 35—45 кбар говорит о том, что они, возможно, выплавляются из кварцсодержащих гранулитов и эклогитов.

Представленные на рис. 30 и 31 данные свидетельствуют о том, что андезитовые составы в области давлений 10—45 кбар остаются более легкоплавкими, чем андезитобазальтовые и базальтовые. С ростом давления ширина солидус-ликвидусного интервала андезитоидов существенно не меняется, т. е. для них не намечается предпочтительного эвтектоидного уровня по глубине.

Высадка избыточных плагиоклазов среднего состава из лейкобазальтоидов при низких и умеренных давлениях (до 15 кбар) предопределяет

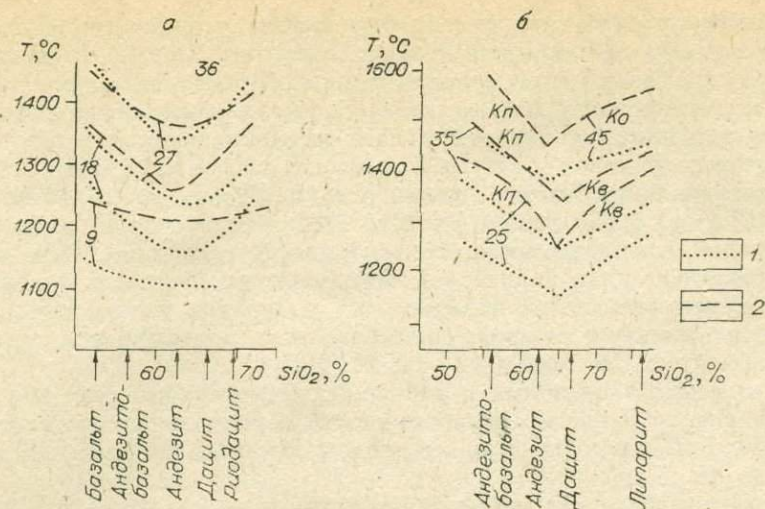


Рис. 30. Положение солидуса и ликвидуса для бесфлюидных лейкобазальтоидных и кислых составов (а — по данным [Д. Рингвуд, Грин, 1968]; б — по [Жариков, Ишбулатов, Литвин, 1978]). Цифры, относящиеся к линиям солидуса (1) и ликвидуса (2) — Р, кбар.

разубоживание расплавов глиноземом, некоторое обогащение кремнеземом, железом, калием; с вступлением в кристаллизацию орто- и клинопироксена могут образоваться субкислые остатки. Появлению кислого остаточного расплава способствует кристаллизация магнетита (титаномагнетита).

Ликвидусный избыток плагиоклаза при низких и умеренно высоких давлениях (до 10 кбар) затрудняет усвоение сухими лейкобазальтоидными магмами (как и повышенно глиноземистыми мезобазальтоидными) глинозема из коровых пород. Эволюция расплавов здесь скорее должна идти с потерей глинозема. Это предположение подтверждается более высокой теплотой плавления пересыщенных плагиоклазом базальтоидных смесей по сравнению с котектическими либо пересыщенными пироксеном [Yoder, 1975], а также соотношением изотопов стронция в базальтоидах и другими геохимическими данными, указывающими на отсутствие существенного заимствования материала коры [Boettcher, 1973; Cowthorn e. a., 1976; и др.].

Примечательно, что высокобарические клинопироксен-гранатовые котектики плавятся при весьма различных температурах при одном и том же давлении. Так, при 30 кбар это температуры порядка 1400 и 1550°C (см. рис. 3, опыты 16, 17). Они зависят прежде всего от содержаний железа и кальция; наиболее бедные этими компонентами эклогиты состоят из маложелезистого клинопироксена и пиропового граната. Этот состав, бедный примесями, понижающими температуру плавления, и обогащенный хромом, служит, по-видимому, температурным барьером для выплавки базальтоидов («эклогитовый барьер»). Его можно считать одним из факторов, обуславливающих частотный минимум в составах между базальтоидной и субмеланикритоидной группами пород.

Во многих экспериментах исследовалось влияние воды на базальтоидные системы. В системах диопсид — анортит — вода [Yoder, 1954, 1965] и диопсид — анортит — альбит — вода [Lindsley, Emslie, 1967] клинопироксен-плагиоклазовая котектика смещается к плагиоклазу, причем особенно сильно при основном его составе.

Добавление воды в систему форстерит — анортит — альбит — кремнезем расширяет поле устойчивости оливина, причем ассоциация минералов оливин — глиноземистый энстатит — диопсид при 15 кбар равновесна с водонасыщенным расплавом состава, идентичного составу весьма высокоглиноземистого базальтоида с содержанием MgO и CaO

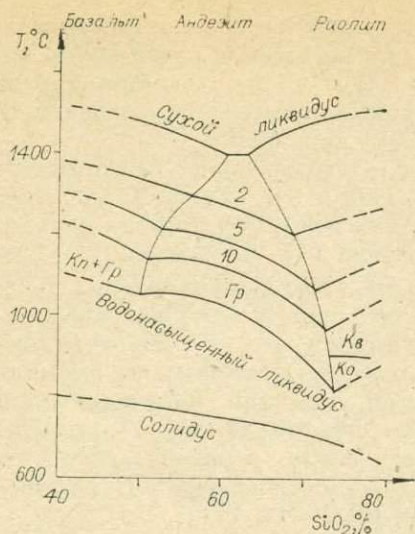


Рис. 31. Фазовые отношения на ликвидусе базальтовых — андезитовых — риолитовых составов при 30 кбар и разных содержаниях  $H_2O$ , % [Stern, Wyllie, 1973].

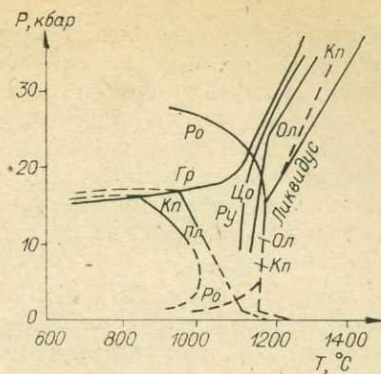


Рис. 32. Фазовые отношения в щелочном роговообманковом базите в присутствии  $\sim 2\% H_2O$  [Millhollen, Wyllie, 1974].

Опыты плавления и кристаллизации в присутствии воды теперь охватывают все основные классы природных базальтоидов [Геншафт, 1977; Максимов и др., 1978; Орлова и др., 1979; Barton, Hamilton, 1978; Bultitude, Green, 1967; Egger, 1972a, б; D. Green, Hibberson, 1970a; T. Green, 1972; Helz, 1973; Hill, Boettcher, 1970; Holloway, Burnham, 1972; Kushiro, 1973b; Lambert, Wyllie, 1968, 1970; Millhollen, Wyllie, 1974; Mysen e. a., 1974; Nicholls, 1974; Stern, Wyllie, 1973; Tatsumi, Ishizaka, 1981; и др.].

В присутствии воды при высоких давлениях избыточный оливин появляется в некоторых из тех базальтоидов, которые в сухих условиях не имеют его на ликвидусе. В низкощелочном мелабазальте это происходит при 11—18 кбар [D. Green, Hibberson, 1970a], в оливиновом нефелините при 13,5—18 кбар [Bultitude, Green, 1967], в щелочном базите при 10—18 кбар (рис. 32).

Присутствие воды снижает верхний температурный предел устойчивости ортопироксена и в еще большей степени — плаггиоклазов, особенно основных. Средние плаггиоклазы могут оставаться окололиквидусными в щелочном базальте при 4 кбар [Орлова и др., 1979]. В мелабазальтоидах с водой, в том числе щелочных, окололиквидусный ортопироксен возможен в узком интервале давлений (для оливинового нефелинита при 18—22,5 кбар [Bultitude, Green, 1967]). В высокомагнезиальном низкощелочном лейкобазальтоиде («высокомагнезиальный андезит»), насыщенном водой, ортопироксен на ликвидусе устойчив при давлениях выше 15 кбар, а при небольшом недосыщении — выше 12 кбар [Tatsumi, Ishizaka, 1981]. Таким образом, ортопироксен в области умеренных давлений замещен на ликвидусе оливином, а расплав обогащается кремнеземом.

Устойчивость клинопироксена на ликвидусе в присутствии воды расширяется так, что он становится избыточен во многих лейкобазальтоидах. Гранат появляется на солидус-ликвидусном интервале при гораздо меньших давлениях (начиная с 9—15 кбар), чем в сухих базальтоидных системах, что связано с сильным снижением солидус-ликвидусных температур. Установлено, что при насыщении водой ликвидус базальтоидов может снижаться на 200—300°C. При росте содержания воды гранат может становиться ликвидусной фазой вместо клинопироксена [T. Green, 1972; Stern, Wyllie, 1973]. В гранатсодержащей зоне сужается поле равновесия кварца с расплавом, локализуясь вблизи солидуса.

При умеренно высоких давлениях в гиперсолидусе мела- и мезобазальтоидов, в том числе низкоглиноземистых, при насыщении водой может появляться в дополнение к плагиоклазу другая высокоглиноземистая фаза — кордиерит, но верхний температурный предел его устойчивости ниже, чем у плагиоклаза (опыты при 5 кбар [Helz, 1973]).

Амфибол присутствует над солидусом водосодержащих базальтоидов примерно до 25 кбар при пересыщении водой и до меньших давлений при недосыщении. Нижний предел содержания воды, при котором появляется роговая обманка над солидусом, — около 0,5—1,5% при  $P_{H_2O} > > 0,5$  кбар [T. Green, 1972; Millhollen, Wyllie, 1974; Максимов и др., 1978; Нагапетян, 1977]. Амфибол не бывает ликвидусным в низкощелочных базальтоидах, но верхний температурный предел его устойчивости бывает выше, чем у сосуществующего плагиоклаза. Ликвидусным амфиболом оказался в насыщенном водой легкоплавком щелочном базите, сходном петрохимически с некоторыми нефелинитами, при 10—21 кбар [Millhollen, Wyllie, 1974]. Амфибол плавится инконгруэнтно, выделяя субкислую жидкость и разные сочетания твердых фаз — новообразованного амфибола, авгита, оливина, железотитановых окислов [Helz, 1973].

Флогодит на солидусе мелабазальтоидов при насыщении водой зафиксирован при 5 кбар при содержаниях  $K_2O$  в породе около 0,5% и больше [Helz, 1973]. В щелочных высококальциевых базальтоидах (лейцититах) при насыщении водой и давлениях 1—5 кбар флогодит оказывается ликвидусным [Barton, Hamilton, 1978]. Лейцитит появляется на ликвидусе только до 0,5 кбар. В базальтоидах с менее высокой калиевостью в присутствии воды мафические слюды устойчивы лишь у солидуса.

В водонасыщенных базальтоидах при 5 кбар сразу над солидусом высокотитанистые фазы бывают представлены ильменитом, псевдобрукитом, а в весьма высокотитанистых разновидностях еще сфеном. Ильменит, псевдобрукит, титаногематит и иногда титаномagnetит могут быть устойчивы выше температур устойчивости плагиоклаза [Helz, 1973]. При  $P_{H_2O} = = 1 \div 2$  кбар из трахиандезитобазальта и трахиандезита первым кристаллизуется магнетит; в трахиандезитобазальте у солидуса присутствуют роговая обманка и биотит, в трахиандезите — биотит [Нагапетян, 1977].

Выплавки из весьма и крайне низкоглиноземистых низкощелочных мелабазальтов в присутствии воды при 2—8 кбар обнаруживают умеренно низкоглиноземистые и высокоглиноземистые составы, от мезобазальтовых до дацитовых [Holloway, Burnham, 1972]. В присутствии воды при 10—30 кбар (см. рис. 34) ликвидус андезитондов остается ниже, чем в базальтах, т. е. сохраняется первоочередность выплавления магм этого состава из глубинных пород, богатых базальтовой составляющей, как и в сухих условиях.

Опыты при 35 кбар и избытке углекислоты с андезитобазальтом [Жариков и др., 1978] в сравнении с сухими опытами показали небольшое снижение ликвидуса и более значительное — солидуса, появился гранат на солидус-ликвидусном интервале. Отмечено расширение полей устойчивости повышеннокремнекислотных минералов и соответствующее повышение основности сосуществующего расплава.

В мезо- и мелабазальтоидах при 5 кбар [Helz, 1973] повышение фугитивности кислорода при замене кварц-фаялит-магнетитового буфера на гематит-магнетитовый существенно снижает устойчивость оливина у солидуса, несколько снижает температурный предел устойчивости амфибола, приводит к появлению над солидусом титаномagnetита и псевдобрукита. При атмосферном давлении в базальте рост фугитивности кислорода (в интервале  $f_{O_2} = 10^{-11} \div 10^{-7}$ ) в углекислотно-водородном флюиде приводит к смене ликвидусного оливина титаномagnetитом. При дальнейшем повышении  $f_{O_2}$  растет температура титаномagnetитового ликвидуса [Hill, Roeder, 1974]. Рост  $f_{O_2}$  при умеренно высоких и малых давлениях, по-видимому, ведет к снижению железистости и титанистости расплавов.

Заметное влияние на минеральный парагенезис, ассоциирующийся с базальтоидным расплавом, оказывает состав анионов солевой части флюида. Так, в калиевых щелочных базальтоидах присутствие фтора стабилизирует биотит и подавляет санидин, а присутствие хлора способствует замене нефелина содалитом [Baldrige e. a., 1981].

Учитывая изложенное, магмогенез породного ряда пикритобазальты — базальты — андезитов можно представить прежде всего как формирование расплавов на основе базальтоидных котектик разной меланократовости, предопределяемых составом глубинных пород. Нижняя граница зоны выплавления опускается в область устойчивости эклогитовой минеральной ассоциации. Верхняя граница для пикритобазальтов может находиться в низах зоны устойчивости плагиоклаза, а для андезитов — на уровне пород с гранулитовой, габброидной, амфиболитовой минеральными ассоциациями. Многие исследователи [Д. Грин, Рингвуд, 1968; Геншафт, 1977; Дмитриев и др., 1978; Йодер, 1979; Bottinga, Allegre, 1978; Presnall e. a., 1979] допускают для срединно-океанических хребтов умеренные глубины выплавления низкощелочных базальтов (с давлением порядка 10—15 кбар). Отсутствие оливина на ликвидусе в мела- и мезобазальтоидных и более лейкократовых составах при высоких давлениях накладывает ограничение на модели, в которых базальтоиды рассматриваются как прямые выплавки из перидотитовых пород; последние должны иметь оливин на ликвидусе. Указанное ограничение учитывается во многих работах [Пугин, Хитаров, 1968; Йодер, 1979; O'Hara, 1968; и др.].

Частый избыток клинопироксена в мела- и мезобазальтах при 10—30 кбар указывает на то, что для их выплавки наиболее благоприятны глубинные породы, богатые клинопироксеном, соответствующие разновидности пироксенитов и эклогитов. Андезиты, более легкоплавкие, чем базальты, при всех давлениях до 45 кбар могут быть продуктами частичного плавления базитовых пород — эклогитов, гранулитов.

Изменение фазовых отношений с ростом давления (глубины) ведет к спаду кремнеземистости и глиноземистости базальтоидных выплавов, к появлению нормативных низкокремнеземистых щелочных компонентов в их составе. Для пикритобазальтов, базальтов, андезитобазальтов и даже андезитов в зоне умеренных или высоких давлений существуют такие котектики, которые обеспечивают относительную устойчивость этих составов магм при подъеме. Устойчивость мезобазальтовых магм поддерживает еще и низкобарическая клинопироксен-плагиоклазовая котектика.

Котектически неустойчивы наиболее высокоглиноземистые разновидности пикритобазальтовых расплавов, из которых постоянно высаживается высокомагниева высокоглиноземистая фаза — гранат либо шпинель. Этим ограничиваются максимальные содержания глинозема в пикритобазальтах. С указанными фазовыми особенностями может быть связано то, что пикритобазальты с троктолитовой (алливалитовой) тенденцией встречаются редко. В менее глиноземистых пикритобазальтовых составах при высоких давлениях фракционирование в сторону базальта у ликвидуса сдерживают котектики клинопироксен-гранатовая, клинопироксен-оливиновая, двухпироксен-оливиновая, двухпироксеновая. Вместе с тем в низкощелочных пикритобазальтах при давлениях 10—12 кбар и меньше, а в щелочных до 15—17 кбар отсадка избыточного ликвидусного оливина способна обеспечить эффективный сдвиг состава в сторону базальта. Пережающая кристаллизация плагиоклаза при малых давлениях сдерживает салитический сдвиг мезо- и лейкобазальтоидных магм.

Изменение фазовых отношений в базальтоидах в присутствии воды ведет к росту кремнеземистости расплавов в широком интервале давлений, а в зоне существования плагиоклаза также к повышению их глиноземистости.

## Трахитоидная группа

Образование фанолитов и трахитов связывают обычно с кристаллизационным фракционированием базальтоидных магм на малоглубинных уровнях. Сравнительно недавно выдвинуто предположение о возможности образования щелочносалических магм в низах коры и верхних горизонтах мантии [Bailey, 1964; Bailey, Schairer, 1966; Wright, 1971; и др.]. Предположение это основывается на тесной ассоциации со щелочными базальтами, пикритоидами и карбонатитами, наличии в фанолитах и трахитах включений предположительно мантийных пород и минералов, на изотопных и других данных. Отмечено, что нет минералого-петрографических и геохимических критериев, позволяющих однозначно различать высоко- и низкобарические салические магмы [Wright, 1971].

Одновременно исследователи начали активно обсуждать гипотезу о самостоятельном выплавлении щелочносалических магм, объясняющую их эвтектоидный характер, большие иногда их объемы без значительных масс базитов, глобальный петрохимический минимум между базальтоидами и щелочносалическими породами [Chayes, 1963; Bailey, 1964; Bailey, Schairer, 1966; Роненсон, 1964, 1966; Шинкарев, 1978; и др.].

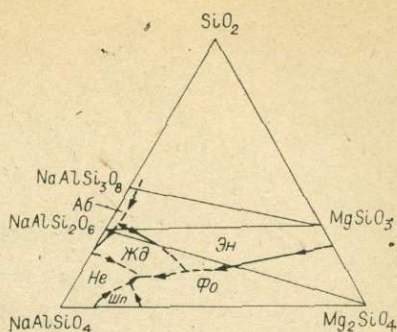
Одна из главных породообразующих фаз в трахитоидах — щелочной полевой шпат: калиевый, существенно натриевый либо смешанный (анортотоклаз). Существенно натриевый полевой шпат часто содержит примесь анортитовой составляющей (альбит — олигоклаз). В умереннощелочных трахитоидах обычно присутствует плагиоклаз — от кислого до среднего. В повышено- и высокощелочных появляются нефелин, анальцит, содалит, нозеан, лейцит (анальцит и лейцит встречаются и в умереннощелочных). Темноцветные представлены клинопироксенами и амфиболами (которые становятся щелочными с ростом щелочности пород), фемическими слюдами. Часто присутствуют титаномagnetит, апатит, встречаются сфен, железистый оливин. В лейцитсодержащих фанолитах клинопироксен и титаномagnetит глиноземисты, в том числе и в основной массе; отмечен меланитовый гранат [Baldrige e. a., 1981]. В повышено- и высокощелочных трахитоидах минеральные ассоциации зависят от анионного состава солевой флюидной примеси: оливин в присутствии фтора вытесняется биотитом, нефелин в присутствии хлора — содалитом, а в присутствии серы — гаюном [Baldrige e. a., 1981]. В умереннощелочных разновидностях нередко появляется кварц.

Альбит и ортоклаз обладают широкой изоморфной смесимостью в безводных условиях (анортотоклазы), особенно у ликвидуса, а в присутствии воды склонны давать отдельные фазы [Боуэн, Татл, 1952; Франко, Шерпер, 1954; Yoder e. a., 1957; Tuttle, Bowen, 1958; Seck, 1971]. Чистый калишпат (санидин) сохраняет устойчивость в сухих условиях до 60 кбар и 1000°C, а в присутствии воды — до 20 кбар в широком интервале температур [Seki, Kennedy, 1964]. В сухих щелочных базальтоидах в равновесии с расплавом санидин зафиксирован по крайней мере до 20—35 кбар, в равновесии с сухим кислым расплавом как минимум до 45 кбар [Шугин, Хитаров, 1978; Жариков и др., 1978]. В модельной ультраосновной системе  $MgO-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-CO_2$  санидин в равновесии с расплавом устойчив примерно до 30 кбар, при более высоких давлениях его заменяет кальсилит [Wendlandt, Eggler, 1980a, б]. По крайней мере до 20 кбар при малых  $P_{H_2O}$  устойчив лейцит [Lindsley, 1966a, б; Luth, 1968; Wendlandt, Eggler, 1980a, б].

Пределы существования кислого плагиоклаза при росте давления определяются переходом  $Ab = Jd + Kv$ . В сухих условиях кислый плагиоклаз ассоциируется с кислым расплавом до 25—33 кбар [Т. Грин, Рингвуд, 1968; Д. Грин, Ламберт, 1970; Жариков и др., 1978; Millhollen, Wyllie, Burnham, 1971; Johannes, 1980б]. Нефелин в смеси с альбитом сохраняет устойчивость до 18—28 кбар (рис. 33) при температурах 900—1250°C, при увеличении давления замещается жадеитом. Таким образом

Рис. 33. Фазовые отношения на ликвидусе системы нефелин — форстерит — кремнезем при 28 кбар [Bell, Roseboom, 1969; Windom, Boettcher, 1981].

Стрелки на фазовых границах указывают направление снижения температуры.



главные магмо- и породобразующие минералы трахитоидов имеют довольно широкие пределы устойчивости по давлению.

В гаплосиенитовой системе альбит — ортоклаз ликвидус имеет седлообразное углубление, соответствующее составу альбит 65% — ортоклаз 35%, что приближается к соотношению этих компонентов в большинстве сиенитов [Тернер, Ферхуген, 1961; Morse, 1968б; и др.].

В трахитах первовыделения обычно выполнены средним и кислым плагиоклазом, которому часто сопутствует клинопироксен (эгирин-авгит, эгирин), реже калишпат. В феолитах самую раннюю генерацию кристаллов чаще дает щелочной полевой шпат, иногда ее образуют фельдшпатоиды, к которым позже присоединяются щелочной полевой шпат, эгирин, слюды. В калиевых феолитах изредка отмечается четырехминеральная ассоциация лейцит — нефелин — санидин — плагиоклаз с расплавом [Baldridge e. a., 1980].

По содержанию порфировых вкрапленников трахитоиды сопоставимы с кислой группой вулканитов [Белоусов, 1976; и др.], статистически уступая базальтоидам, в том числе лейкократовым. Содержание вкрапленников в общем несколько больше в феолитах, чем в трахитах, что сопряжено с особенно высокой вязкостью последних. Повышение вязкости от базальтовых расплавов к трахитовому не способствует кристаллизационному фракционированию их до трахита.

Экспериментальное изучение фазовых отношений расплав — кристаллы в щелочносалических системах (особенно полевошпатовых) в сухих условиях затрудняется метастабильностью фаз, связанной с высокой вязкостью расплавов. Например, в опытах с кварцевым сиенитом не удалось добиться равновесия кристаллов с расплавом при выдержках до года [Robertson, Wyllie, 1971].

Составы пород щелочносалической группы тяготеют к относительно легкоплавким составам в пересыщенной кремнеземом части системы нефелин — кальсилит — кремнезем (см. рис. 34) [Schairer, Bowen, 1947а, б; Yoder e. a., 1957; Tuttle, Bowen, 1958; Hamilton, MacKenzie, 1965; Morse, 1968а; Schairer, 1957; Шереп, 1952].

Сечение альбит — ортоклаз в системе  $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$ , соответствующее границе между недосыщенными и пересыщенными кремнеземом составами, при атмосферном давлении разделяет эвтектоидные температурные минимумы с котектиками (рис. 34) щелочной полевой шпат — кварц и щелочной полевой шпат — нефелин (твердый раствор с калиевым компонентом). Последняя котектика несколько более высокотемпературна, чем кварцсодержащая.

В фельдшпатоидно-анортитовом сечении системы нефелин — кальсилит — анортит — кремнезем температурный минимум на ликвидусе при атмосферном давлении находится на котектике нефелин — смешанный полевой шпат вблизи инвариантной точки схождения полей этих фаз и лейцита с температурой порядка 900°C (рис. 35).

Составы трахитов и сиенитов попадают в значительной части в температурную седловину на линии критического насыщения кремнеземом (альбит — ортоклаз). Составы феолитов и нефелиновых сиенитов обычно тяготеют к области температурного минимума щелочной полевой шпат — нефелин [Роненсон, 1964; Carmichael, 1964; Hamilton, McKenzie, 1965].

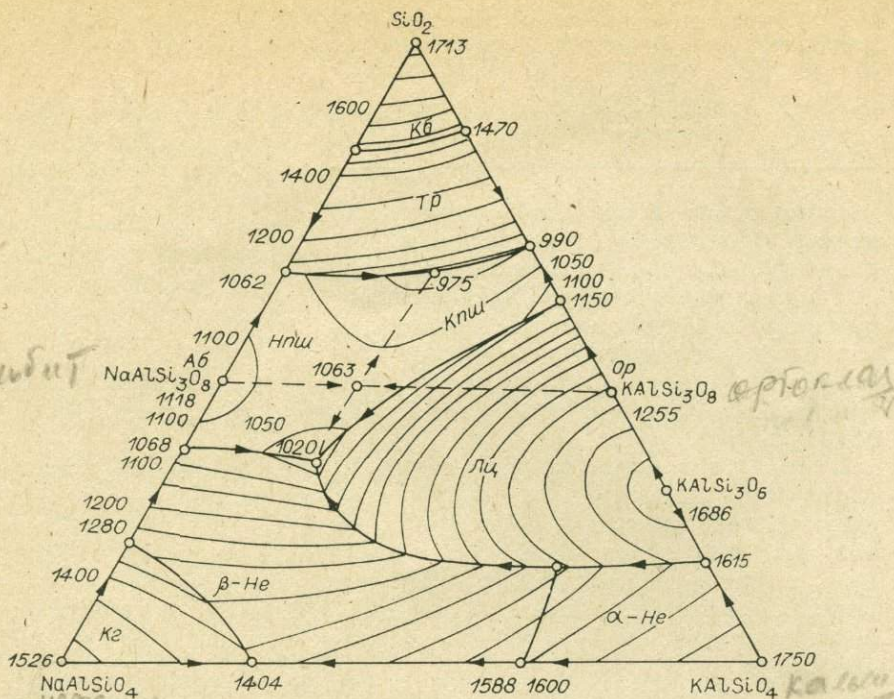


Рис. 34. Фазовые отношения на ликвидусе системы  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$  при атмосферном давлении [Смит, 1968].

Стрелки на линиях минералов и котектик указывают направление снижения температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Зона пониженных температур ликвидуса, соединяющая фельдшпатоидно-полевошпатовый и кварцево-полевошпатовый минимумы, ориентирована так, что содержание калия в выплавках меняется мало, а содержания натрия и кремнезема — резко, с противоположным знаком (см. рис. 34).

Возможность вхождения в сравнительно низкотемпературные щелочно-салические котектики других породообразующих компонентов исследована в усложненных искусственных системах. Отмечен эвтектидный температурный минимум на ликвидусе в сухой системе анортит — альбит при составе  $\text{An}(15)\text{Ab}(85\%)$  [Пугин, Хитаров, 1978], показывающий, что небольшое добавление кальция способно немного снизить температуру существенно натриевой щелочно-салической выплавки. В системе альбит — анортит — ортоклаз низкотемпературная котектика кислый плагиоклаз — щелочной полевошпат содержит меньше 10% анортитового компонента. С добавлением кальция соотношение щелочей в котектике меняется в пользу калия [Stewart, Roseboom, 1962; James, Hamilton, 1969; Seck, 1971; Смит, 1968; Дубровский, 1978].

При добавлении анортита (до 5%) к существенно ортоклазовой щелочно-полевошпатовой смеси образуется эвтектика калишпат — плагиоклаз [Stewart, Roseboom, 1962; и др.]. Внесение кальция в недосыщенной кремнеземом части системы нефелин — кальсилит — кремнезем сдвигает нефелино-щелочно-полевошпатовый температурный минимум тоже в сторону повышения уровня калия [Carmichael, 1964].

Среди смесей диопсид — альбит — ортоклаз при атмосферном давлении появляется более легкоплавкая, чем альбит, котектика диопсид — существенно натриевый полевошпат, в которой содержится до 10% диопсида [Schairer, Yoder, 1960] и меньше — при увеличении содержания в ней калия [Morse, 19686]. Однако эта котектика более высокотемпературна, чем составы в низкотемпературной седловине сечения альбит — ортоклаз. В недосыщенной кремнеземом части системы диопсид — нефелин — кальсилит — кремнезем установлен температурный минимум, от-

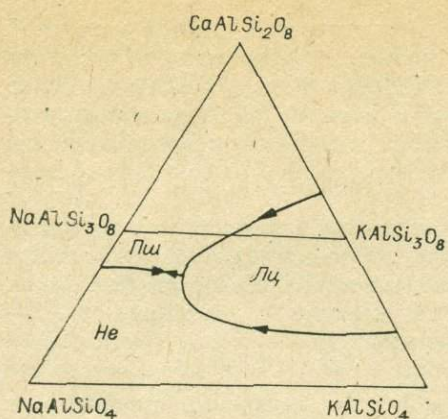


Рис. 35. Фазовые отношения на ликвидусе в фельдшпатоидно-анортитовом сечении системы нефелин — кальсилит — анортит — кремнезем при атмосферном давлении [Baldridge e. a., 1981].

Стрелки на котектических линиях указывают направление снижения температуры.

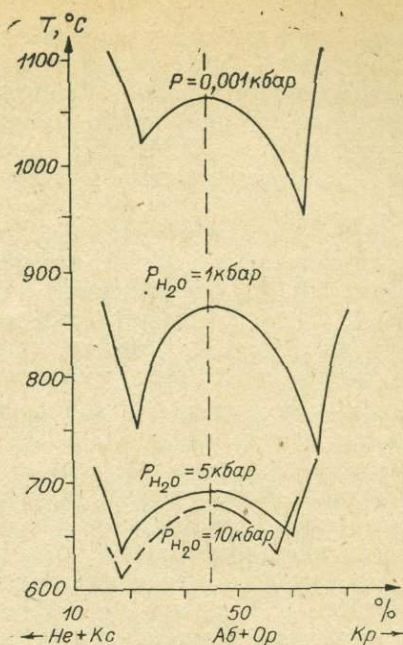


Рис. 36. Сечение поверхностей ликвидуса в направлении (нефелин + кальсилит) — кремнезем [Morse, 1968a, б].

вечающий котектике нефелин — лейцит — щелочной полевой шпат — диопсид, с содержанием менее 5 мол. % диопсида [Sood e. a., 1970].

Фонолиты и нефелиновые сиениты по содержаниям кремнезема, глинозема, железа и сумме щелочей близки к наиболее низкотемпературной эвтектике нефелин — альбит — акмит — дисиликат натрия при атмосферном давлении, которая содержит около 10% акмита. В присутствии железа термический барьер между областями пересыщенных и недосыщенных кремнеземом составов сохраняется, причем нефелинсодержащая эвтектика более низкотемпературна, чем кварцсодержащая [Bailey, Schairer, 1966]. При высоком давлении появляется эвтектика нефелина с относительно небольшими количествами (порядка 15%) жадеита и форстерита (см. рис. 33).

Влияние давления на фазовые отношения в щелочнокальциевых системах ввиду их высокой вязкости и метастабильности изучалось почти исключительно в присутствии воды. Температурный барьер вдоль линии альбит — ортоклаз сохраняется в присутствии воды и углекислоты примерно до 17 кбар [Wyllie, Watkinson, 1970], а при более высоких давлениях исчезает в связи с распадом натриевого шпата на жадеит и кварц [Merrill e. a., 1970]. С ростом давления этот барьер становится менее рельефным [Tuttle, Bowen, 1958; Hamilton, MacKenzie, 1965; Morse, 1968a] (рис. 36). По достижении 5—10 кбар фонолитовая эвтектика более низкотемпературна, чем кислая.

Температурный минимум на линии альбит — ортоклаз при  $P_{H_2O} = 5$  кбар отвечает составу  $71,5 \pm 0,5\%$  альбита и  $28,5 \pm 0,5\%$  ортоклаза, т. е. эвтектоидная выплавка обогащена альбитом по сравнению с сухой системой при атмосферном давлении [Morse, 1968b]. При  $P_{H_2O} = 5$  кбар при добавлении кремнезема к смесям альбита и ортоклаза [Morse, 1968a] в эвтектоидной выплавке повышается содержание альбитового компонента и понижается — ортоклазового.

В системе альбит — анортит — ортоклаз при  $P_{H_2O} = 0,5 \div 1$  кбар у солидуса [Seck, 1971] в санидине, ассоциирующемся с плагиоклазом, с повышением температуры уменьшается ортоклазовая и увеличивается альбитовая составляющая. При  $P_{H_2O} = 1$  кбар [James, Hamilton, 1969]

расплав на низкотемпературной части котектической линии щелочной полевой шпат — плагиоклаз обогащен калием против сухого расплава при атмосферном давлении (данные Дж. Шерера [Смит, 1968]); на более высокотемпературном конце той же линии расплав обогащен анортитовым компонентом. Сохраняется повышенное калий-натриевое отношение в околосolidусных выплавках по сравнению с более высокотемпературными.

Недосыщенные кремнеземом эвтектоидные выплавки с ростом давления в присутствии воды становятся более щелочными и глиноземистыми (см. рис. 36). Та же тенденция с ростом давления намечается для сухих условий. Сухая смесь нефелина и альбита имеет при давлениях до 2—3 кбар на ликвидусе нефелин, при более высоких — альбит [Bell, 1964].

С ростом давления в присутствии воды до  $P_{H_2O} = 1$  кбар эвтектика нефелин — щелочной полевой шпат — лейцит существенно смещается в калиевом направлении [Hamilton, MacKenzie, 1965].

Проведены немногочисленные серии опытов по кристаллизации расплавов щелочносалических и близких к ним пород. Нефелиновый бенморейт (порода, примыкающая к фонолитам) имеет при атмосферном давлении на ликвидусе оливин. При охлаждении начинает кристаллизоваться клинопироксен, затем плагиоклаз. Кварцевый сиенит при насыщении водой (3,5—5%) при 1—3 кбар имеет на ликвидусе роговую обманку. При снижении температуры в кристаллизацию вступает плагиоклаз, затем ортоклаз и у solidуса кварц. При насыщении водой кроме указанных минералов на solidус-ликвидусном интервале присутствуют клинопироксен, биотит, магнетит, последовательность равновесной кристаллизации которых не удается установить из-за высокой вязкости и метастабильности системы [Robertson, Wyllie, 1971].

В нефелиновых сиенитах при атмосферном давлении и при  $P_{H_2O} \leq 0,1$  кбар окололиквидусными оказываются нефелин и щелочной полевой шпат (что отвечает обычно наблюдаемым первовыделениям в плутонах), а при понижении температур в кристаллизацию вступают клинопироксен, энigmatит, магнетит. При  $P_{H_2O} = 0,5 \div 1$  кбар ликвидусными фазами нефелиновых сиенитов становятся клинопироксен, энigmatит в сильно восстановительной обстановке (при кварц-фаялит-магнетитовом буфере), а при повышении фугитивности кислорода (буферы никель — окись никеля и гематит — магнетит) на ликвидусе наблюдаются клинопироксен и магнетит. В расплавах нефелиновых сиенитов — фойяитов при  $P_{H_2O} = 1$  кбар и низкой фугитивности кислорода (кварц-фаялит-магнетитовый буфер) окололиквидусными фазами являются клинопироксен и энigmatит, при снижении температуры возникают нефелин и щелочной полевой шпат. Solidус-ликвидусный интервал нефелиновых сиенитов при  $P_{H_2O} = 1$  кбар весьма растянут, достигая 250—300°C, что способствует фракционированию кристаллов и образованию расслоенности в плутонах. Пересыщение щелочами агпайтовых нефелиновых сиенитов принято связывать с «пироксеновым эффектом» — вхождением кальциево-алюмосиликатной молекулы Чермака в клинопироксен и обеднением ею расплава. В наиболее пересыщенных щелочами нефелиновых сиенитах — луявритах окололиквидусными фазами служат пироксены, энigmatит, магнетит, затем в кристаллизацию вступает щелочной полевой шпат, затем нефелин [Когарко, 1977].

Существенным поставщиком калия и глинозема в выплавку до 15—30 кбар кроме калишпата может быть флогопит, плавящийся инконгруэнтно вместе с энстатитом, санидином, кальсилитом с выделением форстерита [Wendlandt, Eggler, 1980]. Глубинные породы, обогащенные флогопитом, принимаются в расчет при объяснении калиевых фонолитов и трахитов. При умеренно высоких и низких давлениях образованию калиево-высокоглиноземистых выплавок может способствовать инконгруэнтно плавящийся биотит, дающий тугоплавкую остаточную фазу (например, кордиерит) и расплав состава, близкого к ортоклазу [Martin, 1979]. Пос-

ледный механизм следует учитывать при объяснении генезиса ортоклазитовой магмы. Обогащение расплава щелочами и глиноземом возможно при инконгруэнтном плавлении щелочных амфиболов с выделением клинопироксена [Holloway, Burnham, 1972; и др.].

Из изложенных данных о фазовых отношениях в щелочносалических системах следует, что магмы щелочносалических вулканитов могут образоваться на основе котектик, состоящих в основном из фельдшпатоидов и щелочных полевых шпатов. Щелочнополевошпатовая котектика или относительно легкоплавкий твердый щелочнополевошпатовый раствор составляет основу трахитов; эта котектика всегда более высокотемпературна, чем кварцево-полевошпатовая (кислая), хотя разница температур уменьшается с ростом давления. Фельдшпатоидно-полевошпатовая котектика представляет основу фонолитов; она всегда более низкотемпературна, чем полевошпатовая; при низких давлениях она более высокотемпературна, чем кислая, а при умеренновысоких и высоких, вероятно, соотношения обратные.

Рост давления до глубин порядка 50—60 км и несколько больше создает благоприятные условия для обогащения щелочносалических выплавов щелочами (особенно калием) и глиноземом и обеднения их кремнеземом. При подъеме по мере снижения устойчивости равновесных с расплавом фаз свободного кремнезема против полевых шпатов расплав должен обогащаться кремнеземом, обедняться глиноземом и меланократовой составляющей. В трахитах с плагиоклазом у ликвидуса частичная кристаллизация должна вести к накоплению в расплаве кремнезема и калия. При частичной кристаллизации трахито-латитовых магм на подъеме возможны аккумулятивные образования габбро-сиенитового и сиенито-диоритового составов. В любых условиях трахитовая магма склонна поглощать из боковых пород кремнезем, входящий в более легкоплавкую кислую котектику.

Тенденцию роста кремнеземистости, снижения глинозема и щелочей при спаде давления должны проявлять и фонолитовые магмы. Для всех щелочносалических магм с увеличением давления (глубины) сохраняются фазовые предпосылки к обеднению кремнеземом, обогащению щелочами, глиноземом и фемической составляющей, так же как для базальтоидных и кислых магм. Напротив, при подъеме преобладающая тенденция состоит в потере щелочносалическими магмами глинозема и щелочей (если нет флюидного или диффузионного привноса калия и натрия) и обогащении кремнеземом. Можно считать, что присутствие воды благоприятно для повышения калиевости трахитоидов.

Магмы с избытком на ликвидусе фельдшпатоида или калишпата обычно нельзя рассматривать как остаточные продукты кристаллизационного фракционирования щелочносалической магмы. Для остаточных расплавов характерны пониженные уровни глинозема.

Устойчивость высокоглиноземистых алюмосиликатов у ликвидуса щелочносалических магм (кроме редких агпайтовых) при умеренных и низких давлениях не позволяет предполагать для них существенное поглощение глинозема из боковых пород при подъеме [Wright, 1971; Шинкарев, 1978; и др.].

Фонолитовые выплавки возможны из пород, лишенных фаз свободного кремнезема или минералов, дающих инконгруэнтную высококремнеземистую выплавку, таких как ортопироксен. Исходные породы должны быть богаты высокоглиноземистыми щелочными минералами. Трахитовые выплавки возможны за счет менее недосыщенных кремнеземом пород либо содержащих небольшое количество свободного кремнезема. Исходными для магм фонолитито-трахитового ряда могут быть щелочные базиты прежних магматических циклов, богатые щелочносалической составляющей, и продукты щелочного метасоматоза высокоглиноземистых, низкокремнеземистых пород, в том числе бывших осадочных. Щелочной метасоматоз наиболее вероятен в зонах внедрения щелочных базитов и богатых щелочами гранитоидов.

Экспериментально показано для малых давлений [Котов, Шинкарев и др., 1978; Котов, Донских и др., 1979; Донских, 1980; Смирнов и др., 1980], что при обработке базитовых смесей гидротермальным флюидом с небольшими концентрациями карбонатов натрия и калия при  $P_{H_2O} = 1$  кбар в субсолидусе развиваются нефелин, кальсилит, канкринит, калишпат, флогопит, щелочной амфибол. Минеральная ассоциация становится щелочнобазитовой, а в пределе, при исчезновении плагиоклаза и клинопироксена, — щелочносалической. Сопоставимые с действием карбоната натрия результаты дала обработка габброида солевой вытяжкой из кварцевого сиенита. Гранитоидные составы в субсолидусе в присутствии карбоната натрия при  $P_{H_2O} = 1$  кбар замещаются минеральной ассоциацией сиенита — нефелинового сиенита [Котов, Рогозин и др., 1977; Смирнов и др., 1980].

Преобразование в щелочные метасоматиты на глубине может быть представлено, в частности, рядом пород от амфиболитов и гнейсов до щелочных гнейсов и фенитов. С конечными членами этого ряда связывается выплавление нефелиновых сиенитов — миаскитов [Роненсон, 1964, 1966]. Часто предполагается, что при образовании трахитоидных, особенно фодолитовых, магм присутствует щелочной флюид, что подтверждено данными о составе включений в минералах. В водных вытяжках из нефелинов миаскита содержится до 13% катионов натрия при преобладании в анионной части хлора [Базарова, 1969; Когарко, 1977]. По-видимому, нет серьезных препятствий к тому, чтобы допустить присутствие на разных уровнях коры и в верхних горизонтах мантии системы тел (макроучастков) пород, благоприятных для образования щелочносалических вышавок.

Из анализа смены минеральных ассоциаций в ходе кристаллизации упрощенных базальтоидных систем с натрием [Schaerer, Yoder, 1960, 1964] и систем, более близких к природным щелочнобазальтоидам, обычно делается вывод о том, что щелочносалические магмы — это прямой результат кристаллизационного фракционирования щелочнобазальтоидных расплавов, однако отмечается редкость кристаллических продуктов (ксенолитов, шпир), которые можно считать фемическими аккумулятами, комплементарными щелочносалическим породам [Wilkinson, 1977; и др.]. Имеются немногочисленные микрондовые определения состава интерстициальных стекол из щелочногабброидных ксенолитов в лавах и туфах [Ludden, 1978], показывающие скорее трахиандезитовый состав стекол, уклоняющийся от обычных трахитов в сторону пониженных содержаний  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , суммы щелочей и повышенных  $TiO_2$ ,  $MgO$ . Как и кислые поздние ингредиенты кристаллизации базальтоидов, эти продукты, вероятно, важны как фактор обогащения глубинных базитовых масс трахитоидной составляющей, а не как прямой источник щелочносалических магм. Для умереннощелочных трахитовых остаточных расплавов сегрегация в макроочаги, по-видимому, особенно затруднена в связи с высокой вязкостью, если они не обогащены флюидом.

В ряде работ [Philpotts, Hodgson, 1968; Philpotts, 1972; Ludden, 1978; Ебу, 1980; Щека, 1978] отмечаются признаки микроликвации щелочносалической жидкости от базальтоидной в щелочных базальтах и габброидах. Предположительно ликвационные сфероидальные обособления имеют высокощелочной (фодолитовый) состав. Они, возможно, связаны с присутствием флюидно-солевых компонентов, в пользу чего свидетельствует ликвация в расплаве вмещающей породы в экспериментах с присадкой  $NaOH$  и  $KOH$  [Philpotts, Hodgson, 1968], а также ликвация в расплавах фельдшпатоидных сиенитов и в расплавах системы нефелин — альбит — галит [Когарко, 1977].

Внутри силла щелочного базита отмечено слияние салических сфероидов в линзы и следы диапироподобного перемещения этого материала вверх [Philpotts, 1972]. Расчеты показали малую вязкость фодолитовых обособлений. Ликвация способна внести определенный вклад в образо-

вание фонолитовых макроочагов при аномальном обогащении магмы щелочным флюидом. Однако роль ее, скорее, сводится к обогащению отдельных участков щелочно-базитовых масс салической составляющей, где в дальнейшем станет возможным выплавление значительных объемов трахитоидов.

### Кислая группа

Для кислой группы магм теперь широко принята гипотеза самостоятельного выплавления, хотя многие петрологи отстаивают деривативное происхождение для некоторых магм, сближенных по составу с базитами.

Структурной особенностью кислых лав, отличающей их от базальтоидных и более фемических, является обычно невысокое содержание порфировых вкрапленников — до 5—15, редко 20—25% и больше [Наседкин, 1975; Белоусов, 1976; и др.]. Примерно таковы же оценки первоначального содержания кристаллических фаз в магмах гранитов [Winkler, Breitbart, 1978]. Малая порфировость (т. е. окололиквидное состояние), по-видимому, способствует подъему кислых магм при повышенной вообще их вязкости.

В минеральном составе кислых вулканитов участвуют кварц (реже тридимит, кристобалит), кислый плагиоклаз, калишпат, анортоклаз; им подчинены гиперстен, авгит, роговая обманка, щелочные амфиболы, биотит, магнетит, ильменит, гематит; более редки силикаты алюминия, гранат и другие аксессуарии. Кислый плагиоклаз, калишпат и кристаллические модификации кремнезема по экспериментальным данным устойчивы до весьма высоких давлений. В равновесии с сухими кислыми расплавами кварц устойчив примерно до 35 кбар, при более высоких давлениях заменяясь коэситом. Калишпат в сухих условиях ассоциируется с кислыми расплавами по крайней мере до 45 кбар, плагиоклаз до 25—33 кбар [Т. Грин, Рингвуд, 1968; Д. Грин, Ламберт, 1970; Жариков и др., 1978; Millhollen е. а., 1971; Johannes, 19806] (см. рис. 29). Высокобарическим минералом в риолитоидах можно считать гранат [Гельман, 1980; Попов и др., 1981; и др.]. Полибарическими являются кварц, санидин, анортоклазы, кислый плагиоклаз.

Основным источником выплавления кислых магм по всей сумме данных большинство петрологов признает гранитоиднейсовый этап коры с метаморфизмом амфиболитовой фации. Меньшая роль отводится породам нижней коры и верхним подкоровым горизонтам с метаморфизмом амфиболитовой, гранулитовой, эклогитовой фаций [Boettcher, 1973; Wyllie, 1973; В. С. Соболев, 1979; и др.]. Самый верхний уровень выплавления кислой магмы, где она еще дает очаги макроскопических размеров, задокументирован бухитами — малоглубинными гранитоидами, иногда со стеклом, которые образованы явно за счет плавления кварцсодержащих пород в экзоконтакте габброидов.

О. Татл и Н. Боуэн показали (см. рис. 34), что плавление гранитов при атмосферном давлении начинается около точки плавления тройной эвтектики альбит (33%) — ортоклаз (32%) — кварц (35%). Количественное соотношение указанных компонентов в гранитах, гранитных пегматитах, риолитах тяготеет к этой эвтектике [Tuttle, Bowen, 1958]. К настоящему времени закономерность подтверждена на большом числе выборок кислых лав. Гаплогранитовая эвтектика альбит — ортоклаз — кварц оказывается одной из наиболее легкоплавких при малых давлениях [Рой, Татл, 1958]. Ее изучение дало важные выводы для понимания природы лейкократовых гранитоидов и риолитов. Эвтектоидная природа кислых выплавов подтверждается тем, что их объем близок к сумме исчезающих при плавлении полевых шпатов и кварца [Steuhl, 1962; Platen, Höllner, 1966; Винклер, Платен, 1968; Brown, 1970]. Для кинетики плавления пород ряда дацит — риолит характерен сначала быстрый рост количества расплава при малом повышении температуры (что хорошо сопоставляется с котектиками, состоящими в основном из кварца, калишпата и плагио-

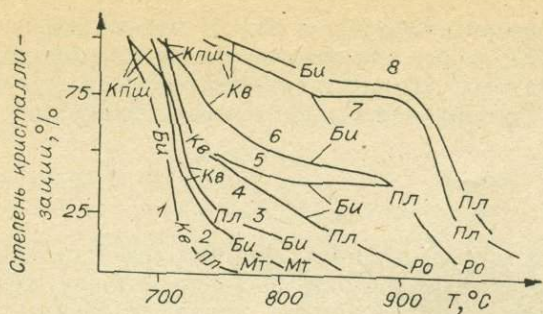


Рис. 37. Кинетика кристаллизации и высокотемпературные пределы устойчивости минералов в ряду пород гранит (1) — кварцевый монцит (2, 3) — гранодиорит (4–6) — тоналит (7, 8) при  $P_{H_2O} = P_{общ} = 2$  кбар [Piwinski, Wyllie, 1968, 1970].

плавление избыточных минералов [Platen, 1965; Gibbon, Wyllie, 1969; Piwinski, Wyllie, 1968, 1970; Robertson, Wyllie, 1971; Хитаров и др., 1969] (рис. 37, 38). Контактное плавление на границах кварца с плагиоклазом и калишпатом в гнейсах и гранулитах показано прямым экспериментом [Mehnert e. a., 1973]. Из опытов по кинетике плавления кислых пород следует, что при малых и умеренно высоких давлениях риолиты соответствуют в основном низкотемпературной котектике кварц — калишпат — плагиоклаз или кварц — калишпат, а дациты могут представлять суммарный результат плавления тех же котектик и более высокотемпературной существенно кварцево-плагиоклазовой котектики, с примесью темноцветных.

С точки зрения устойчивости силикатных минералов гранитоидные котектики возможны не только в коре, но и в верхах мантии. Любопытны находки муассанита и самородных цинка, свинца и олова в калиевых риолитах, намекающие на возможность кислых выплавов ниже коры, при очень низком окислительном потенциале [Филимонова и др., 1981].

Экспериментально установлено, что состав кислых котектик и последовательность смены минералов, ассоциирующихся с расплавом, существенно меняются с изменением давления. В сухих дацитовых расплавах, например, кристаллизация при малых и умеренно высоких давлениях дает первовыделения плагиоклаза, а при высоких — кварца либо коэсита (см. рис. 29).

Для выявления фазовых механизмов, регулирующих перераспределение вещества при образовании и кристаллизации гранитоидных выплавов проведено после уже отмеченных опытов О. Татла и Н. Боуэна значительное число исследований на упрощенных системах. Введение воды

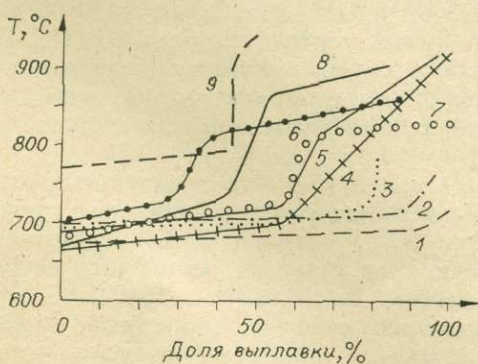


Рис. 38. Кинетика плавления пород и смесей кислого и субкислого состава при  $P_{H_2O} = 2$  кбар.

1 — обсидиан липаритовый [Platen, 1965]; 2 — риолит [Gibbon, Wyllie, 1969]; 3 — гнейс [Platen, Höller, 1966]; 4 — дацит [Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969]; 5 — гранодиорит [Robertson, Wyllie, 1971]; 6 — гранодиорит [Gibbon, Wyllie, 1969]; 7 — кварцевый монцит [Gibbon, Wyllie, 1969]; 8 — кварцевый сиенит [Robertson, Wyllie, 1971]; 9 — кварцевый сиенито-диорит [Robertson, Wyllie, 1971].

клаза), а затем замедленное плавление (котектики плагиоклаза с темноцветными,

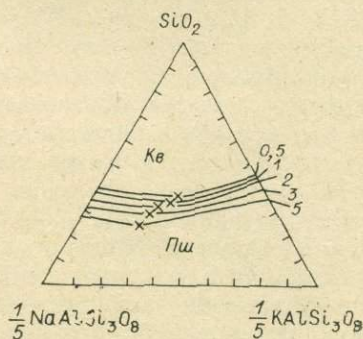
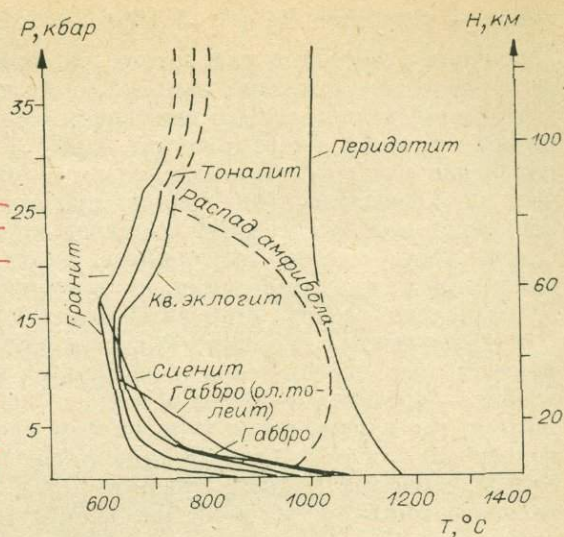


Рис. 39. Положение ликвидусной границы кварц — полевые шпаты и точек температурного минимума в системе альбит — ортоклаз — кремнезем — вода (мол. %) при  $P_{H_2O} = 0,5 \div 5$  кбар [Tuttle, Bowen, 1958; Luth, Tuttle, 1966].

Рис. 40. Солидус разных пород и граница устойчивости амфибола в габбро при избытке воды [Merrill, Robertson, Wyllie, 1970].



в смеси альбит — ортоклаз — кремнезем и рост парциальных давлений водяного пара до умеренно высоких приводит к обеднению эвтектичной выплавки кремнеземом и к увеличению в ней суммы щелочных компонентов (см. рис. 36; рис. 39). При этом возрастает доля альбита в выплавке [Winkler e. a., 1975; и др.]. Для системы  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  [Johannes, 19806] показано, что при  $P_{H_2O} = 9$  кбар с кислым расплавом могут сосуществовать и даже быть ликвидусными цоизит и мусковит.

В системе альбит — ортоклаз — кварц с избытком воды при  $P_{H_2O} = 17$  кбар [Merrill e. a., 1970] в связи с распадом альбита на жадеит и кварц и повышенной устойчивостью последнего в расплавах повышена полевошпатовая сумма, а в первовыплавках — отношение калия к натрию (из-за устойчивости жадеита у солидуса). Распаду альбита на жадеит и кварц отвечает температурный минимум на солидусе гранита (рис. 40).

Ближе к реальным кислым породам система анортит — альбит — ортоклаз — кварц, в которой вместо кварцево-щелочнополевошпатовой эвтектики появляется котектика плагиоклаз — калишпат — кварц (рис. 41). Доля анортитового компонента в этой котектике невелика (при  $P_{H_2O} = 5 \div 7$  кбар меньше 20 вес. % [Winkler e. a., 1975; и др.]). Котектические выплавки обогащены по сравнению с безанортитовой эвтектикой при том же  $P_{H_2O}$  кремнеземом и ортоклазовым компонентом и обеднены альбитовым [James, Hamilton, 1969; Winkler e. a., 1975; Hoffmann, 1976]. Температура котектики растет с повышением содержания анортитового компонента. При плавлении системы плагиоклаз — ортоклаз —

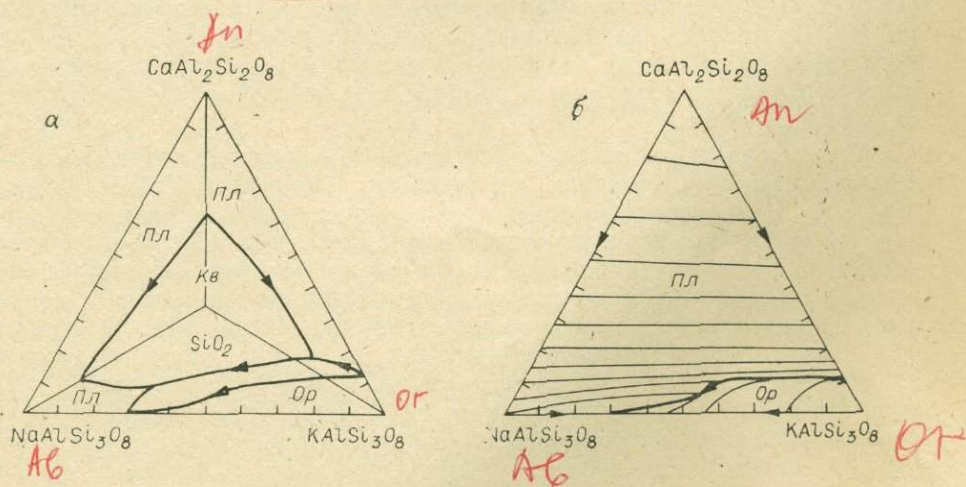


Рис. 41. Фазовые отношения в системах кварц — анортит — альбит — ортоклаз (а) и альбит — анортит — ортоклаз (б) (мол.%) при  $P_{H_2O} = 5$  кбар [Muel-ler, Saxena, 1977].

Стрелки указывают направление снижения температур. На б — изотермы.

кварц — вода при  $P_{H_2O} = 5$  кбар и больших выдержках установлено [Johannes, 1980a], что плагиоклаз плавится стехиометрически, не приходя в равновесие с кислой выплавкой. Расчетное время, необходимое для достижения равновесия (со смещением состава остаточного плагиоклаза в сторону большей анортитовости), —  $10^{14}$  лет. Таким образом, совместное плавление плагиоклаза с ортоклазом и (или) кварцем практически отвечает эвтектическому. Это должно препятствовать образованию слишком лейкократовых (аплитовых) выплавов из плагиоклазосодержащих пород. Стабильность состава плагиоклаза может резко отличать обстановку плавления от кристаллизации, где с понижением температуры кристаллизующийся плагиоклаз становится менее анортитовым.

Из изученных упрощенных систем ближе всего к нормальным кислым породам (без пересыщения глиноземом, щелочами) система анортит — альбит — ортоклаз — кварц — вода с добавлением окислов железа и магния, где в равновесии с расплавом кроме плагиоклаза, калишпата и кварца появляются орто- и клинопироксен, роговая обманка, биотит, эпидот, магнетит [Naney, Swanson, 1980]. Низкокальциевые гранитоидные расплавы имитируются в системе анортит — альбит — кварц — вода, где в выплавке при повышении температуры растет содержание анортитового компонента и кремнезема и убывает — альбитового [Mascopoulos, 1979]. Система  $KAlO_2-NaAlO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  дает возможность представить фазовые отношения при выплавке и кристаллизации пересыщенных глиноземом гранитоидных расплавов, где котектическими фазами, кроме полевых шпатов и кварца, становятся алюмокремниевые (кианит, силлиманит, андалузит) и другие дополнительные высокоглиноземистые минералы и мусковит [Thompson, Algor, 1977]. В низкотемпературных выплавках здесь альбитового компонента несколько больше, чем ортоклазового.

В системе альбит — ортоклаз — кварц — щелочной метасиликат имитируются плавление и кристаллизация агпаитовых щелочных кислых пород, в частности пантеллеритов [Carmichael, 1962; Thompson, MacKenzie, 1967; Бейли, Шерер, 1970]. Здесь имеются котектики более низкотемпературные, чем гаплогранитная (например, кварц (20%) — альбит (20%) — акмит (10%) — дисиликат натрия (50%) с температурой плавления в сухих условиях при атмосферном давлении около  $730^\circ C$ ). Лучше приближена к агпаитовым кислым породам система альбит — ортоклаз — кремнезем — метасиликат натрия — акмит [Carmichael, MacKenzie, 1963]. Опыты с системой альбит — ортоклаз — кварц — вода при  $P_{H_2O} = 1$  кбар [Thompson, MacKenzie, 1967] показали, что присадка метасиликата натрия почти не изменяет отношения щелочей в температурном минимуме. Но присадка натрокалиевого метасиликата и акмита [Carmichael, MacKenzie, 1963] резко сдвигает этот минимум в сторону преобладания натрия. Последнее объясняется расширением поля устойчивости калиевого полевого шпата.

В гаплогранитной системе в присутствии воды существенно калиевый шпат обычно богаче калием, чем расплав. Показано [Bailey, Schairer, 1964], что расплав содержит меньше глинозема, чем равновесный с ним полевой шпат. Высадка ликвидусного ортоклаза уменьшает насыщенность расплава глиноземом и повышает его натриевость («ортоклазовый эффект»). Расплав приобретает пантеллеритовую тенденцию. Природный полевой шпат в пантеллеритах иногда менее калиевый, чем расплав.

В опытах с натуральными кислыми породами в сухих условиях [Т. Грин, Рингвуд, 1968; Жариков и др., 1974; Жариков и др., 1978] с ростом давления повышается на солидус-ликвидусном интервале устойчивость фаз свободного кремнезема (в виде кварца, коэсита), так что эти фазы становятся избыточными на ликвидусе даже в дацитовых составах (см. рис. 29, 30). Эвтектоидные составы смещаются при этом в сторону уменьшения кремнеземистости, в промежутке между кислыми и андезитовыми. Высадка ликвидусного кремнезема способствует сохранению субкислых, повышенноглиноземистых составов расплава. При давлениях

выше 25—30 кбар из числа фаз, сосуществующих с сухим кислым расплавом, выбывает гранат, заменяясь клинопироксеном. При 25—45 кбар у солидуса с расплавом ассоциируются свободный кремнезем, клинопироксен, при повышенном содержании калия также калишпат. Плагноклаз кристаллизуется на ликвидусе дацита при давлениях меньше 15 кбар.

Сухие опыты с породами андезитового и кислого состава (см. рис. 29, 30) показывают, что температурный минимум (именуемый андезитовым) при давлениях около 9 кбар и больше (см. рис. 30, б) отвечает котектикам, в которые на всем или большей части солидус-ликвидусного интервала входит фаза свободного кремнезема (кварц с плагноклазом, гранатом и клинопироксеном до 25—30 кбар; кварц с клинопироксеном при 35 кбар; коэзит с клинопироксеном при 45 кбар). Таким образом, котектическая природа этого минимума не базальтоидная, а кислая. Он возможен лишь при значительном содержании свободного кремнезема в исходных породах.

Из опытов следует, что исходными для кислых выплавов породами могут быть некоторые базальтоиды, имеющие повышенное содержание кремнезема и низкое—щелочей (чтобы кремнезем не был связан без остатка). С ростом давления температурный минимум смещается в сторону повышения меланократовости кислых выплавов (дацитовая тенденция) (см. рис. 29, 30). При лейкобазальтоидных составах системы ликвидусным при высоких давлениях становится клинопироксен. Удерживая натриевый (жадеитовый) компонент, он может обусловить менее щелочной и менее натриевый состав выплавки, чем при ликвидусных гранате, кварце.

Детально исследовалось влияние воды на фазовые отношения в кислых и субкислых смесях (обзоры экспериментальных данных см. [Наседкин, 1975; Белоусов, 1976]). В присутствии воды повышается устойчивость некоторых фемических фаз, сосуществующих с расплавом, появляются водосодержащие. Установлено, что при росте давления паров воды до 10—15 кбар (см. рис. 36) в кислых выплавках возрастает сумма нормативных полевых шпатов (за счет альбита и анортита, при небольшом уменьшении ортоклаза) и падает содержание кремнезема. При 18—30 кбар в присутствии воды [T. Green, 1972; Stern, Wyllie, 1973] температуры плавления риолита и дацита остаются ниже, чем у андезита. Ликвидусной фазой дацита становится гранат, а сопутствующий ему ниже ликвидуса кварц угнетен; у солидуса к ним добавляются клинопироксен и кианит. В риолите ликвидусным остается кварц и лишь при содержаниях воды более 5% на ликвидусе появляется гранат (см. рис. 31).

В опытах с кислыми породами при  $P_{H_2O} \geq 0,5$  кбар в равновесии с расплавом появляются амфибол и биотит, которые при насыщении водой могут быть устойчивы до ликвидуса вместе с плагноклазом, магнетитом, иногда избыточны [Хитаров и др., 1969; Нагапетян, 1972; Piwinski, Wyllie, 1968, 1970; и др.]. Вхождение в биотит и роговую обманку щелочей, глинозема, железа способствует обеднению выплавки этими элементами; низкая кремнеземистость обоих минералов благоприятна для насыщения выплавки кремнеземом. Плавятся биотит и амфибол incongruently, выделяя железистые фазы — магнетит, гчперстен; амфибол может выделять также клинопироксен, плагноклаз [Piwinski, Wyllie, 1968, 1970; Кутыев, Шарапов, 1979; и др.].

В опытах с породами ряда гранит — тоналит (петрохимически соответствующими составам риолит — андезит) при  $P_{H_2O} = 1 \div 3$  кбар кристаллизация гранодиоритов (дацитов) идет в последовательности магнетит — амфибол — плагноклаз — биотит — кварц — калишпат (рис. 42). При этом котектика с кварцем в гранодиоритах составляет не более 50% от объема породы, а в гранитах — больше 50%. Риолитовые составы имеют у ликвидуса не кварц, а магнетит с плагноклазом и биотитом, что должно способствовать пересыщению расплавов кремнеземом. При частичном плавлении тоналита (андезита) переход в расплав кварца, биотита, части плагноклаза и амфибола может дать значительный объем дацитового распла-

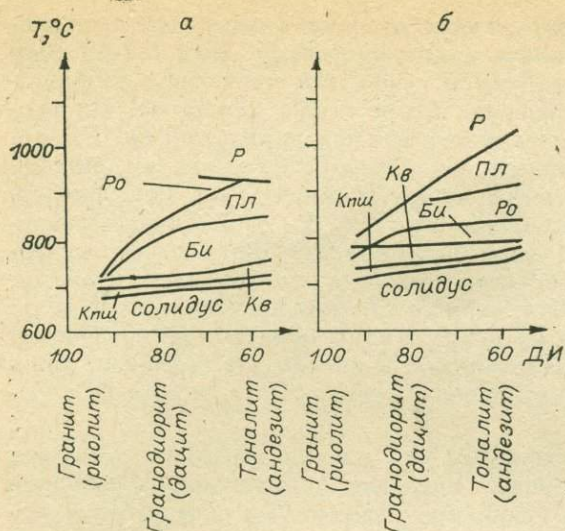


Рис. 42. Фазовые отношения в ряду пород гранит — тоналит при разных давлениях паров воды [Piwinski, 1973].

Поля устойчивости фаз ниже фазовой границы. Магнетит не показан. а —  $P_{H_2O} = 2$  кбар, б —  $P_{H_2O} = 1$  кбар. ДИ — дифференциационный индекс (процентная доля нормативных полевых шпатов и кварца).

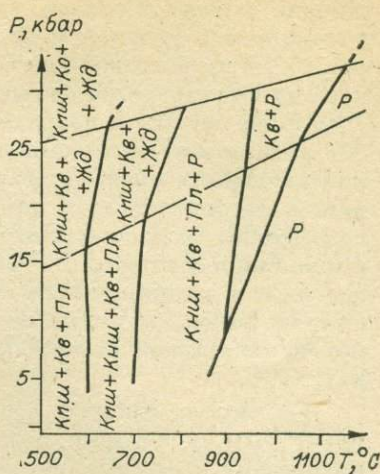


Рис. 43. Фазовые отношения в умереннощелочном липарите с 3,5%  $H_2O$  [Наседкин, 1975].

ва. Из базальта при  $P_{H_2O} = 5$  кбар при частичном плавлении в равновесии с роговой обманкой тоже образуется кислая, существенно кварцево-полевошпатовая в нормативном пересчете выплавка с очень низким содержанием  $MgO$  [Tuthill, 1972].

При высоких содержаниях воды, обеспечивающих устойчивость амфибола на ликвидусе, возможны гранитовые выплавки из плагиоклаз-роговообманково-кварцевых пород с биотитом, при полном переходе кварца в выплавку, и отделении ликвидусного амфибола. Эта ситуация сопоставима с наблюдениями в некоторых гнейсо-гранитовых комплексах с амфиболовыми реститами [Lappin, Hollister, 1980].

В умеренно высокоглиноземистом граните с добавкой воды около 1% [Пугин, Хитаров, 1978] при 14 кбар на значительном температурном интервале у ликвидуса избыточен кварц, а у солидуса с расплавом равновесны кварц, ортоклаз, плагиоклаз, магнетит. При 26 кбар в субсолидусе зафиксированы кварц, ортоклаз, жадеит, гранат. При 28 кбар на ликвидусе, вероятно, имеется кварц, ниже ликвидуса с расплавом равновесны кварц, плагиоклаз, гранат. При 38 кбар у солидуса отмечена ассоциация кварца, ортоклаза, жадеита и граната, а выше — ассоциация тех же минералов без ортоклаза.

В умереннощелочном низкоглиноземистом липарите в присутствии 3,5% воды при 5—27 кбар (рис. 43) появляется ликвидусный кварц и расширяется поле его избытка с ростом давления. По расчетам [Наседкин, 1975], высадка избыточного кварца при  $P \geq 15$  кбар может дать высокоглиноземистый повышеннощелочной кислый расплав, не сильно пересыщенный кремнеземом. Таким образом, лейкократовый кристаллизационный тренд при давлениях выше 15 кбар в кислой магме подавляется в присутствии воды так же, как и в сухих условиях.

При недосыщении водой [Наседкин, 1975; Хитаров и др., 1971] в кислом вулканическом стекле при росте давления от 20 до 36 кбар равновесный с расплавом у солидуса ортоклаз дополняется или заменяется жадеитом [Наседкин, 1975]. Следовательно, тенденция обогащения водосодержащих кислых котектик компонентами плагиоклаза и обеднения их кремнеземом подавлена в зоне устойчивости граната и жадеита.

Опыты по плавлению гранита и диорита с добавками роговой обманки, биотита, мусковита при 1—10,5 кбар [Brown, Fyfe, 1970] показали, что положение солидуса смесей контролируют границы устойчивости биотита и роговой обманки, выделяющих воду. При этом сброс давления и высвобождение флюида может вызвать плавление. Из смесей с роговой обманкой получаются более кремнеземистые, но более бедные ортоклазом начальные выплавки, чем из смесей с биотитом. Состав выплавок из смесей с мусковитом обогащен ортоклазовой составляющей. Из чарнокитового монзонита с добавкой 1—2% воды при  $P_{\text{общ}} = 1 \div 2$  кбар получены умереннощелочные умеренноглиноземистые кислые выплавки с повышенным содержанием калия [Bowden, Bowden, 1973].

Высокоглиноземистый мусковитовый гранит до 35 кбар при разных содержаниях воды сохраняет на ликвидусе избыточный корунд, а выше 12—15 кбар также кианит. При 15—17 кбар к этим фазам при понижении температуры присоединяются кварц, затем мусковит, а вблизи солидуса плагиоклаз, гранат, калишпат [Huang, Wyllie, 1973].

В биотитовом парагнейсе с высоким исходным содержанием плагиоклаза (40%) при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар первым полностью переходит в выплавку калишпат, затем кварц, затем плагиоклаз и биотит. Первыя выплавка богаче калием, чем гнейс, несмотря на устойчивость биотита [Steuhl, 1962]. Мусковито-плагиоклазо-кварцевые песчаники и кальцийсодержащие глины при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар (после превращения их в высокотемпературную минеральную ассоциацию кристаллического сланца) начинают плавиться с котектики кварца, калишпата, плагиоклаза, силлиманита, кордиерита. С ростом температуры интенсивнее плавится плагиоклаз [Винклер, Платен, 1968].

Состав начальной выплавки из мусковито-плагиоклазо-кварцевого песчаника («метаграувакки») отвечает щелочному риолиту, а из более низкощелочных пелитов — низкощелочному риолиту. Кристаллический остаток в ходе плавления обедняется водой, обогащается магнием и глиноземом [MacRae, Nesbitt, 1980].

В присутствии водно-углекислого флюида, даже при небольших его содержаниях, в гиперсолидусе гранитоидов при умеренно высоких давлениях вместе с роговой обманкой возможен карбонат. С ростом содержания этого флюида расширяется поле устойчивости плагиоклаза у ликвидуса, что обогащает расплав кремнеземом (как и в случае чисто водного флюида). При высоком давлении (35 кбар) и избытке углекислоты эвтектоидная кислая выплавка немного обедняется кремнеземом по сравнению с бесфлюидной [Жариков и др., 1978]. При этом в отличие от системы с водой гранат устойчив только на солидусе, что должно способствовать обогащению выплавки глиноземом.

Влияние самой углекислоты на фазовые отношения в кислых расплавах сравнительно мало, что связано с ее малой растворимостью. Однако  $\text{CO}_2$  существенно влияет на концентрацию и активность воды в расплаве и флюиде. По расчетам, для закрытой альбитовой системы с отношением  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} \geq 0,4$  и первоначальным суммарным содержанием летучих в магме 5% содержание и активность воды при спаде давления и кристаллизации магмы должны оставаться примерно постоянными, а в более водном флюиде могут быстро расти, вплоть до насыщения расплава водой (в интервале от 10 до 2—4 кбар) [Holloway, 1976].

Вытеснение воды из расплава углекислотой может привести к его кристаллизации.

В обогащенной кремнеземом части системы  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  при 3 кбар [Wendlandt, 1981] реакция  $\text{Fl} + \text{Ca} + \text{Kv} + \text{Pl} = \text{Эп} + \text{Р}$  дает высококремнеземистый расплав (аналог гранита) благодаря тому, что флюид на солидусе имеет повышенное содержание воды; роль буфера выполняют флогопит и продукты его разложения. При 8—15 кбар флюидная фаза буферизуется до высоких содержаний  $\text{CO}_2$ , а расплав обеднен кремнеземом (из-за расширения ликвидусной устойчивости квар-

ца против санидина и энстатита). Расплав при этом обогащен калием и магнием, становится аналогом чарнокитового гранита.

Высокое отношение  $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$  во флюиде ( $\sim 0,8$ ) установлено анализом флюидных включений в минералах анатектических гранитов гранулитовой фации ([Бакуменко и др., 1979; см. также [Wendlandt, 1981]). Признаки несколько более высоких содержаний воды во флюиде имеют анатектиты амфиболитовой фации и еще более высоких содержаний воды — бухиты [Наседкин, 1975; Бакуменко и др., 1979; Маракушев, Яковлева, 1980].

Добавки фтора в гаплогранитную систему [Manning e. a., 1981; Mapping, 1981] приводят к такому же смещению составов эвтектоидных выплавок, как и повышение  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Выплавка обедняется кремнеземом и обогащается альбитовым компонентом, при этом сохраняется или уменьшается доля ортоклазового. Растут сумма щелочей и содержание глинозема в выплавке.

Видимо, существенно, но пока мало изучено влияние на фазовые отношения в кислых системах присадок легкорастворимых галогенидов со щелочными катионами. По температурам гомогенизации бывших расплавленных включений в агпаитовых кислых лавах — пантеллеритах [Бакуменко и др., 1979] устанавливаются значительно более высокие температуры начала кристаллизации калинатовых полевых шпатов, чем кварца. Температурная устойчивость его здесь сопряжена с пересыщением расплава щелочами, и ее можно объяснить устойчивостью химических связей полярных компонентов (щелочного и кислотного) в расплаве [Когарко, Рябчиков, 1980]. Примечательно, что флюидные включения в полевом шпате пантеллеритов содержат щелочные солевые фазы. Высадка избыточного щелочного шпата из пересыщенного щелочами расплава способствует образованию агпаитовых кислых пород.

Рассмотренные фазовые отношения в кислых и близких к ним составах позволяют сделать следующие выводы.

Котектики с участием фазы свободного кремнезема являются основой гранитоидных (риолитоидных) выплавок. Они в принципе могут существовать на любых уровнях литосферы.

Поскольку пока нет серьезных оснований допускать существенную роль пород с большим избытком кремнезема ниже самых верхних горизонтов мантии, выплавление значительных масс кислых расплавов правомерно ожидать на глубинах до 45—60 км (15—20 кбар). Здесь исходными для кислых выплавок породами могут быть кварц-нормативные базитовые или апобазитовые породы, метасоматиты, кварцсодержащие кристаллические сланцы, гнейсы.

Хотя кислые выплавки как эвтектоиды стремятся к некоторому нивелированному составу, они заметно унаследуют химические особенности исходных пород, поскольку обычно все минералы последних, включая и доходящие до ликвидуса, участвуют в низкотемпературных кварцсодержащих котектиках. Унаследование может проявляться для любого петрохимического компонента.

В зоне высоких давлений как в сухих условиях, так и в присутствии воды кислые выплавки обогащены фемическими составляющими, глиноземом, щелочами и обеднены кремнеземом. Поэтому возможность образования сильно пересыщенных кремнеземом расплавов (риолитовых) уменьшается с глубиной, вероятно, к подошве материковой коры и подкоровым слоям. При спаде давления (подъеме магмы) кварц теряет ликвидусную устойчивость, расплав может обогащаться кремнеземом. Для фракционирования кислой магмы в риолитовом направлении наиболее благоприятна зона давлений меньше 8—9 кбар, где температурный минимум переходит с дацитовых на риолитовые составы.

При давлениях порядка 17 кбар и больше в связи с ростом устойчивости кислого плагиоклаза, а затем вхождением натрия в клинопироксен в виде жадеитового компонента должно быть повышено калий-натриевое

отношение кислых выплавок. Однако это влияние давления может быть затушено воздействием предполагаемого роста калий-натриевого отношения снизу вверх в разрезе магмообразующих пород.

Обычный ликвидусный избыток плагиоклаза при подъеме кислых магм затрудняет поглощение ими из боковых пород анортитового компонента (глинозем, кальций). Со снижением ликвидусной устойчивости кварца при подъеме возможна существенная ассимиляция кремнезема, а также щелочей, за исключением щелочных кислых магм, когда ликвидусными оказываются щелочные минералы (щелочной амфибол, биотит, калишпат, анортит).

Присутствие воды повышает лейкократовость начальных кислых выплавок в связи с повышением температурной устойчивости феррических фаз (амфибол, биотит, магнетит) в равновесии с расплавом. Вода, фтор (и, вероятно, хлор) способствуют повышению глиноземистости и общей щелочности кислых выплавок, доли альбитового и спаду ортоклазового компонента и кремнезема.

Для кислых выплавок с повышенной щелочностью и железистостью из пород с избыточным кремнеземом более благоприятны сухие или почти сухие условия, когда железо и щелочи не удерживаются феррическими силикатами (амфибол, биотит) до ликвидуса, магнетит остается близкодусным, а анортитовый компонент удерживается плагиоклазом до высоких степеней плавления.

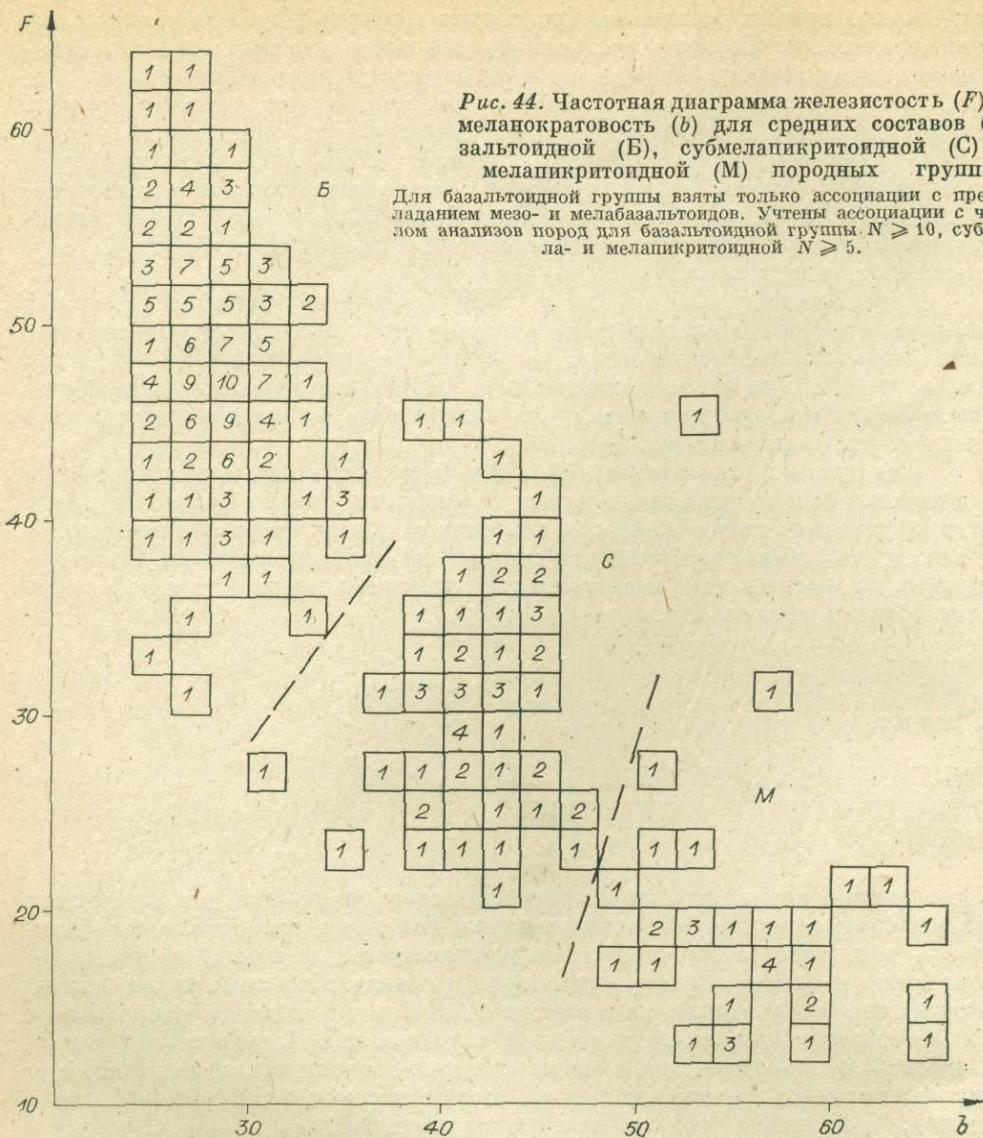
### Глава 3

#### УСТОЙЧИВЫЕ ПРИЗНАКИ ДИСКРЕТНОСТИ В АССОЦИАЦИЯХ ВУЛКАНИТОВ

При комплексном геолого-петрографическом изучении магматических ассоциаций выявляется большое число индивидуализированных объектов — тел, каждое из которых характеризуется повышенной степенью связности и близости слагающих пород и отделено резкими границами от других тел (фазы внедрения в плутонах, отдельные потоки и покровы лав, резко ограниченные аккумулятивные слои и т. п.). Изучая состав, исследователь часто отвлекается от структурно-геологических отношений и удовлетворяется представлением об ассоциации как о непрерывной серии пород. Серийная модель критически рассмотрена раньше [Белоусов, 1978]. Была предложена дискретная модель магматических ассоциаций, в которой постулируется популяционная структура, аналогичная видовой [Белоусов, 1967, 1976, 1979; Белоусов и др., 1982]. В качестве дискретно обособленных составляющих вулканической ассоциации взяты мелалапикритоидная, субмелалапикритоидная, базальтоидная, риолитоидная, трахитоидная, карбонатитовая породные группы. Каждая отвечает одноименной группе магм.

Породные группы аналогичны видовым популяциям в том смысле, что каждая занимает свою компактную область в признаковом пространстве, устойчиво обособлена от других по некоторым признакам (с нарушением непрерывности) и имеет специфический механизм воспроизведения. Новая модель поэтому названа популяционной или популяционно-видовой.

Устойчивая обособленность породных групп с нарушением непрерывности проявляется по многим признакам состава пород (проб) на глобальных и региональных выборках. Давно подмечены глобальные минимумы между базитами и кислыми породами, между базальтоидами и трахито-фонолитами. При обобщении данных по формациям с породами пикритового ряда выявлены признаки дискретных отношений пикритоидов с базальтоидами, мелалапикритоидов с субмелалапикритоидами [Белоусов и др., 1982]. Наглядное представление о положении глобальных макси-



мумов и минимумов в ряду пикритойдов и базальтоидов дает рис. 44. Подтверждены статистические минимумы между базальтоидной и щелочно-салищеской, базальтоидной и кислой, кислой и щелочносалищеской группами.

Минимум устанавливается между анортозитами и базитами докембрия. Обширные петрохимические материалы по ассоциациям интрузивных базитов, субультрамафитов (пироксениты, горблендиты) и ультрамафитов показывают, что признаки дискретных отношений обычны и между ними. Дискретно отделяются от ассоциирующихся пород карбонатиты.

Минимумы проявлены на одномерных (гистограммы) и неодномерных распределениях петрохимических показателей. Ассоциации с очевидным минимумом между базальтоидными и кислыми породами в отечественных работах обычно называются контрастными, в зарубежных — бимодальными.

Изменение закона рассеяния признаков между породными группами бывает проявлено не только минимумами или разрывами, но также резким изменением ориентировки и смещением регрессионных полос, сменой знака корреляции. Характерный пример с минимумом, разрывом, смещением и изменением направления регрессионных полос (роев, или кластеров)

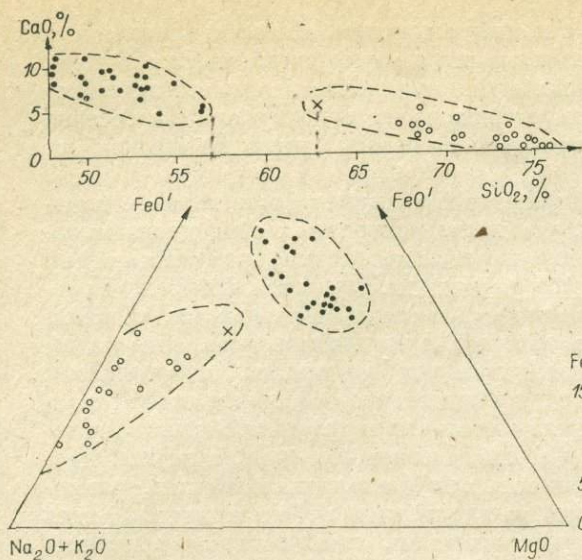
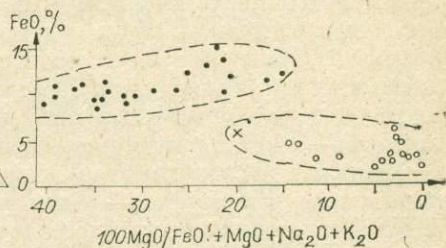


Рис. 45. Распределение составов пород силуро-раннедевонской вулканической ассоциации района Мачиас — Истпорт, штат Мэн, США [Gates, Moench; 1981].

1 — базальтоидная группа (базальты, андезитобазальты); 2 — кислая группа (риолиты, дациты, тефроиды); 3 — дайковый «андезит»; условно изображены контуры кластеров (роев).

• 1    ○ 2    × 3



приведен на рис. 45. Видимое тяготение породы с промежуточным составом (дайковый «андезит») к одной из полос (кластеров) можно считать признаком принадлежности ее к определенной группе, в данном случае риолитоидной. Структурно-геологические критерии дискретной обособленности пород разных групп обсуждались нами в предыдущей работе [Белоусов и др., 1982]. Породы разных групп обособляются в отдельные тела (породные индивиды), а породы одной группы могут давать постепенные переходы внутри тела.

Популяционно-видовая модель представляет собой рабочее построение, позволяющее исследовать обе стороны магматической ассоциации — дискретность и непрерывность ее составляющих. Внутри породной группы тоже возможно выделение тех или иных дискретных элементов (покровы, потоки, их пачки с резкими границами, обособленные вулканические постройки и любые обособленные связки пород, аналогичные локальным внутривидовым популяциям). В то же время породная группа может исследоваться как квазиоднородная, условно непрерывная совокупность.

Требуется дальнейшая проработка модели, в том числе статистическое подтверждение породных групп как устойчиво обособленных единиц. В гл. 4 и 6 будут отмечены дополнительные проявления дискретности по глобальным выборкам. С другой стороны, требуется дополнительное изучение механизмов воспроизведения породных групп. В гл. 2 мы рассмотрели конкретные фазовые отношения в магмах силикатных групп. Показано, что каждой группе соответствуют свои обязательные магмопроизводящие минералы и их наборы (котектики). Для кислой группы это котектики свободного кремнезема в основном с полевыми шпатами, для щелочносалической — двуполевошпатовые и полевошпат-фельдшпатоидные котектики, для базальтоидной — котектики клинопироксена с высокоглиноземистыми минералами (полевые шпаты, фельдшпатоиды, гранат), для субмеллапикритоидной — клинопироксена преимущественно с ортопироксеном и оливином, для меллапикритоидной — избыточный оливин с примесью других минералов.

Указанный ряд котектик, от кислых до субмеллапикритоидных и до избыточного оливина при всех приемлемых давлениях (глубинах) обычно отвечает повышению температур магмогенеза. Этот ряд в общем можно представить как котектическую цепь с последовательным выбытием свободного кремнезема, затем полевых шпатов и других высокоглиноземистых фаз, затем клинопироксена, ортопироксена, оливина. Разные глубинные породы, из которых выплавляются магмы, соответствуют разным частям котектической цепи, в связи с чем меняется состав выплавок. От со-

става исходной породы зависит, с какой котектики начнется плавление и какую часть объема породы составит расплав, отвечающий этой котектике. При малом объеме легкоплавкой котектики выплавка не сможет отделиться, а при дальнейшем плавлении расплав будет приближаться к составу следующей котектики или избыточного минерала, пока не произойдет отделение.

Как отмечено в гл. 1, для теоретического случая фракционного плавления показано [Presnall, 1969], что после исчерпания очередного минерала, перед плавлением новой, более простой котектики, требуется подъем температуры, т. е. пауза в процессе плавления. При этом неизбежен разрыв по содержанию некоторых компонентов между выплавками, отделившимися до и после паузы. Таким образом, фракционное плавление на основе котектической цепи магмообразующих минералов теоретически объясняет появление и воспроизведение дискретно обособленных ортомагматических породных групп. Разрыв в составах и паузы плавления определяют резкие границы между магматическими телами, а паузы, кроме того, — структурную разобщенность тел (заполнение разных, разновременных каналов и очагов). Сходные дискретные эффекты способны дать порционное плавление — реальный механизм, при котором выплавка отделяется порциями при достаточной степени плавления, благоприятной для отделения (см. гл. 1).

Таким образом, можно принять, что выделяемое ограниченное число породных групп вулканических пород (ортомагматитов) и, соответственно, групп магм определяется механизмом порционного плавления, которое опирается на своеобразный генетический код — котектическую цепь магмообразующих минералов.

Состав и структуру вулканических ассоциаций, разумеется, никак нельзя считать следствием только этих факторов воспроизведения. Кроме них действуют многие «внепрограммные» факторы — присутствие флюидных фаз, примесных компонентов в магмообразующих фазах, смешение магм, структурная и геодинамическая обстановка формирования каналов, очагов, выбросов и т. д. Они изменяют состав магм, дробят магматические массы на отдельные тела. Тем не менее глобальная статистическая устойчивость составов породных групп (глобальные максимумы) и границ между ними (глобальные минимумы) свидетельствует, что программирующие факторы существуют и весьма сильны.

Породную группу вулканитов вместе с соответствующей группой магм можно рассматривать в качестве номинального видового таксона.

Устойчивость породных групп свидетельствует, что фракционирование вулканических магм идет в рамках каждой группы и не ликвидирует признаки дискретных отношений между группами. В общем виде это объяснимо тем, что фракционирование при кристаллизации магм подчинено тому же принципу котектической устойчивости составов, что и фракционирование при выплавке магм.

## Глава 4

### ПРИРОДА УРОВНЕЙ СОДЕРЖАНИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ

Статистическое распределение составов пород внутри любой вулканической формации является результатом действия всех петрогенетических факторов на всех стадиях магмо- и петрогенеза — от выплавления и сегрегации, глубинного и приповерхностного фракционирования до стадии становления магмы. Породы в общем случае находятся как во фракционных (комплементарных), так и в аддитивных отношениях между собой.

Генетическая расшифровка распределения составов пород является трудной задачей со многими неизвестными.

Петрохимическая информация (в том числе характер статистического распределения составов) сама по себе почти ничего не говорит о генезисе пород. Чтобы приступить к ее петрологическому (петро- и магмогенетическому) истолкованию, необходимо иметь по крайней мере еще минералого-петрографические данные о породах и задаться обоснованными предположениями о фазово-минеральных комбинациях, которые могли участвовать в формировании магм и пород. Если породная группа состоит из афировых пород, можно пренебречь действием фракционирования кристаллов после выплавки магмы. В принципе для уменьшения неопределенности петрологической задачи требуется учет как можно более разносторонних фактических данных и модельных предпосылок (петрохимических, геохимических, минералого-петрографических, термодинамических, общегеологических и т. д.).

Генетическое объяснение особенно затруднительно для размаха составов пород и для крайних разновидностей пород в породной группе, особенно для отдельно взятой региональной ассоциации. То и другое в принципе может сильно зависеть и от условий выплавления, и от факторов фракционирования магмы.

Более определенное петрогенетическое истолкование допускают средние составы породных групп, которые меньше, чем размах и крайние составы, зависят от разнонаправленных вариаций, вызываемых поздним фракционированием магмы. Можно считать, что средний состав породной группы близок к среднему составу исходной магмы и определяется в первом приближении факторами выплавления. В тексте главы наряду со средними часто используются ссылки на уклон породной группы, т. е. значимое преобладание в ней пород определенного петрохимического класса (в соответствии с классификацией, принятой в работе [Белоусов и др., 1982]). Указываемый уклон означает, что среднее для породной группы укладывается в данном классе пород.

Новая информация для расшифровки магмо- и петрогенеза получается при статистическом обобщении петрохимических данных для породных групп по многим региональным ассоциациям, включая глобальные выборки. Эта статистическая информация полезна для истолкования состава отдельных магматических ассоциаций, как сравнительный материал.

В настоящей главе обсуждается в основном вопрос о том, в какой мере вариации состава пород обусловлены факторами выплавления и в какой кристаллизационной дифференциацией — потенциально наиболее сильным фактором фракционирования магм. Для этого важно учесть обобщенные в гл. 2 фазовые отношения в разных группах магм, особенно комбинаций котектических и избыточных минералов. Петрохимические данные взяты из работы [Белоусов и др., 1982].

### Мелацикритоидная группа

Петрохимически эта группа — аналог перидотитовой группы полнокристаллических пород; она приближается к последней (особенно к классу лерцолитов) по усредненным характеристикам (см. табл. 2) и сильно перекрывается с ней по вариациям состава. Некоторые мелацикритоиды петрохимически неотличимы от разновидностей перидотитов.

Мелацикритоиды в вулканических ассоциациях известны в разных геолого-тектонических типах областей. Но пока представительные выборки собраны лишь для платформ и геосинклинальных областей, особенности которых и будут обсуждены. На рис. 46 приведены сводные гistogramмы петрохимических средних для мелацикритоидной группы, вычисленных по региональным ассоциациям [Белоусов и др., 1982].

От геосинклинальных областей к платформам в мелацикритоидах снижается уровень кремнезема, повышаются уровни титана, кальция, калия, фосфора (см. табл. 2). Повышаются общая меланократовость, об-

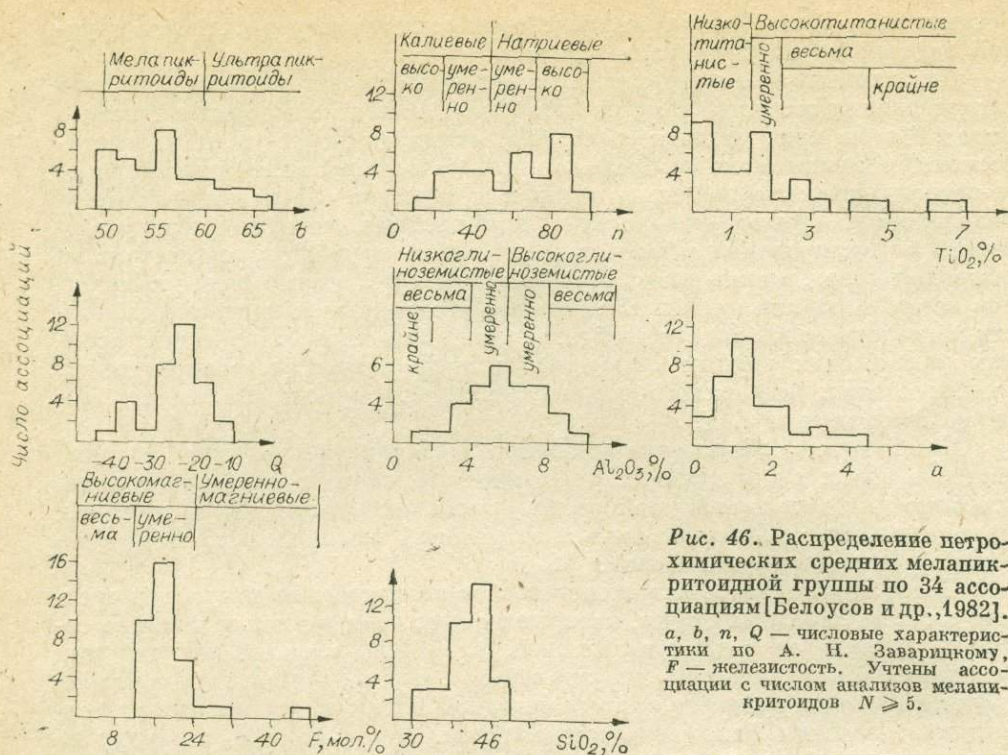


Рис. 46. Распределение петрохимических средних мелацикритойдной группы по 34 ассоциациям [Белоусов и др., 1982]. *a, b, n, Q* — числовые характеристики по А. И. Заваришскому, *F* — железистость. Учтены ассоциации с числом анализов мелацикритойдов  $N \geq 5$ .

щелочность и железистость, снижаются насыщенность кремнеземом, натриевость. По многим показателям значителен разброс составов группы внутри каждого из двух типов областей. Указанные статистические отличия выражены в основном за счет специфики кимберлитовых \* ассоциаций. Но и в последних мелацикритойды по некоторым из названных показателей могут не отличаться от геосинклинальных.

Платформенные мелацикритойды (кимберлитовых и других ассоциаций) по общей меланократовости имеют уклоны от мелацикритового до ультрапикритового, а по соотношению железа и магния — от высокомагнезиевого в кимберлитовых до умеренномагнезиевого в некимберлитовых комплексах (Ингилийский район Алданского щита, Чадобецкое поднятие на юго-западе Сибирской платформы).

По общей щелочности платформенные мелацикритойды в разных ассоциациях имеют уклоны от умеренно- до крайне низкощелочного. Последний установлен, в частности, для кимберлитов района Сегуэла Берега Слоновой Кости; весьма низкощелочной — для кимберлитов Мало-Ботуобинского и Маймечя-Котуйского районов Сибирской платформы. Следует отметить, что широко распространенный взгляд на кимберлиты как на щелочной в целом класс пород неправомерен. По соотношению щелочей в кимберлитовых ассоциациях отмечаются уклоны группы от натрокалиевого до высококалиевого; в некимберлитовых отмечены уклоны от калиевых до высоконатриевого (Западная Гренландия) и даже крайне высоконатриевого (Баффинова Земля). Зафиксированы уклоны от весьма низкоглиноземистого (кимберлиты Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов, меймечиты Маймечя-Котуйского района) до среднеглиноземистого (кимберлиты Южной Индии, некимберлитовые пикритойды Ингилийского района) и даже высокоглиноземистого (кимберлиты района Сегуэла).

\* Кимберлитовые ассоциации — не вполне четкое рабочее подразделение; кимберлитовыми обычно считают ассоциации с наиболее высокобарическими разновидностями минералов и установленной алмазонасностью.

Геосинклинальные ассоциации различаются по общей меланократности и магнезиальности мелапикритоидов меньше, чем платформенные; зафиксированы лишь мелапикритовый, умеренно и весьма высокомагнийский уклоны. Как и в платформенных мелапикритоидах, уклоны общей щелочности низкощелочные, до крайне низкощелочного. Соотношение щелочей здесь ограничивается натриевыми уклонями, включая весьма высоконатриевый (хр. Пекульней в Корякском нагорье). Экстремальны, как и в платформенных мелапикритоидах, высокоглиноземистые уклоны (хр. Пекульней, район Белингве в Южной Родезии). Узки в геосинклинальных мелапикритоидах колебания по титану; фиксируются только весьма и крайне низкотитанистый уклоны (несвойственные платформенным породам рассматриваемой группы).

Для истолкования петрохимических особенностей мелапикритоидов особенно важны экспериментальные данные по окололиквидусной области систем мелапикритоидного и перидотитового состава. В гл. 2 показано, что на ликвидусе мелапикритоидов избыточен высокомагнийский оливин и иногда вместе с ним также ортопироксен, а остальные магмообразующие минералы исходных пород переходят в выплавку. Поэтому содержание в мелапикритоидной магме компонентов, не входящих в высокомагнийские оливин и пироксен, должно определяться ресурсом их в исходной породе. Экспериментально установлено [Mysen, Boettcher, 1975; и др.], что доля железа в сумме железа и магния даже околосolidусных выплавов из перидотитов положительно коррелирована с железистостью этих исходных пород. У solidуса нерегулярна сопряженность между содержанием в исходных перидотитах и выплавках для кремния и магния — компонентов, входящих в оливин и ортопироксен, но с приближением к ликвидусу перидотита неизбежно должна появляться положительная корреляция состава выплавки и исходных пород и по этим компонентам. С этой точки зрения правомерно полагать, что перидотиты, исходные для выплавления платформенных мелапикритоидов, более обогащены титаном, кальцием, калием, фосфором.

Повышенные железистость, щелочность и титанистость кимберлитов можно поставить далее в связь с экстремально повышенным давлением в зоне генерации кимберлитовых магм, которые принято считать наиболее глубинными из всех земных. Давления для них оцениваются в 40—60 кбар и более, что соответствует глубинам 125—175 км и больше. В экспериментах при разных давлениях железо и щелочи понижают температуру плавления фермических силикатных смесей. Аналогичную роль играют и окислы титана, образующие эвтектоидные котектики с энстатитом и форстеритом [MacGregor, 1965] и переходящие в выплавку у solidуса при плавлении перидотитов. При высоком давлении, затрудняящее плавление, последнее вынуждено идти особо избирательно, приурочиваясь к участкам, обогащенным указанными выше плавнями (динамическое парциальное плавление см. гл. 1). Снижают solidус ультраосновных составов при высоких давлениях также глинозем и меньше — кальций; последний уходит в выплавку вблизи solidуса при плавлении клинопироксена; solidус перидотита снижается при уменьшении  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  [Mysen, Boettcher, 1975; и др.].

Из сказанного следует, что для выплавки мелапикритоидов кимберлитовых ассоциаций должны быть особо благоприятны участки перидотитов, обогащенные клинопироксеном, флогопитом, ильменитом. Возможная роль флогопита и ильменита при выплавке кимберлитовых магм обсуждалась многократно [Илупин и др., 1979; и др.]. Присутствие флогопита в субsolidусе и в нижней части solidус-ликвидусного интервала перидотитов при давлениях до 30 кбар и больше подтверждено экспериментально; существование этого минерала, так же как ильменита, на уровнях генерации кимберлитов подтверждено присутствием их в перидотитовых ксенолитах, в ксенокристаллах и в микровключениях в алмазах [Sobolev e. a., 1979; и др.]. Предположение о присутствии флогопита в участках магмообразования дает возможность объяснить и повышенную калиевоность ким-

берлитовых мелапикритоидов. Пониженный статистический уровень кремнезема в них может быть связан с устойчивостью ортопироксена в области высоких давлений у ликвидуса перидотитов при отсутствии или малых содержаниях воды и в присутствии углекислоты. В сухих системах форстерит — кварц и форстерит — нефелин — кварц при повышении давления до 30 кбар ликвидусная котектика форстерит — энстатит смещается из области пересыщения кремнеземом в недосыщенную им щелочную область (см. гл. 2).

Плавление перидотитового ксенолита из кимберлитовой трубки в присутствии углекислоты при 30 кбар показало устойчивость у солидуса карбоната вместе с гранатом, ортопироксеном и оливином; выше к ликвидусу устойчива ассоциация ортопироксена и оливина, а на ликвидусе — оливин. Клинопироксен на солидус-ликвидусном интервале отсутствует. Первая околосолидусная выплавка закаливается в карбонат, т. е. является карбонатитовой [Wendlandt, Mysen, 1980], а поздняя (в равновесии с остаточным оливином), вероятно, аналогична низкощелочным разновидностям кимберлитовых мелапикритоидов. Из опытов с плавлением того же перидотита в водно-углекислом флюиде был сделан вывод о том, что генезис кимберлитовых мелапикритоидов может быть связан с частичным плавлением перидотита при преобладании во флюиде углекислоты над водой [Mysen, Voettcher, 1975].

Маловодный, существенно углекислотный состав флюида для зоны генерации кимберлитов принимается многими петрологами. Основанием служат обычно сильная карбонатизация кимберлитовых тел, признаки магматических карбонатов в мелапикритоидах, тесная ассоциация с ними карбонатитов и термодинамические соображения. Возможность роста с глубиной доли углекислоты во флюиде, растворенном в ультраосновном расплаве, вытекает из экспериментов по плавлению флогопит- и карбонатсодержащих перидотитов с водно-углекислотным флюидом. При достижении 25—30 кбар отношение  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  в магме резко возрастает по сравнению с зоной меньших давлений (см. гл. 1).

Как показано экспериментально, уровень кремнезема в мелапикритовидной кимберлитовой магме может понижаться вследствие смещения котектики оливин — ортопироксен на ликвидусе в сторону обеднения кремнеземом при повышенных содержаниях поливалентных окислов ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$ ). Они смещают котектику в ту же сторону, что и высокое давление [Kushiro, 1974b].

Геосинклинальные мелапикритоиды (перидотитовые коматииты и др.) отличаются статистически повышенным уровнем кремнезема, пониженными общей меланократовостью, железистостью, щелочностью и калиевостью, содержаниями кальция и титана.

Наиболее высокобарическими первичными минералами в геосинклинальных мелапикритоидах можно признать хромшпинелиды и встречающиеся иногда гранаты пироп-альмандинового состава [Ротман, Марковский, 1981]. Эти гранаты есть основание считать менее глубинными, чем хромистые пиропы из кимберлитов. Первичные вкрапленники, редко сохранившиеся, представлены высокомагнезиальным оливином, меньше клинопироксеном, иногда ортопироксеном (энстатит — бронзит в ассоциациях Тродос на Кипре и Лан-Дилль в Рейнских Сланцевых горах; гиперстен в поясе Абитиби, Канада). Для основных масс этих мелапикритоидов довольно характерны скелетный оливин и метастабильные закалочные клинопироксены.

В сухих опытах с низкощелочными мелапикритовидными составами, приближенными к природным (см. рис. 3), показано, что в субсолидусе и над солидусом примерно до 10 кбар может присутствовать примесь плагиоклаза; примерно до 25 кбар устойчивы оливин, орто- и клинопироксен и шпинели. Около 20 кбар появляется гранат. Ликвидусной фазой при давлениях до 30 кбар и выше остается оливин, сопровождаемый вблизи ликвидуса ортопироксеном и шпинелью. Статистические петрохимические отличия геосинклинальных мелапикритоидов можно объяснить тем,

что образование их тяготеет к более высоким горизонтам, чем образование кимберлитовых магм. Менее глубокое залегание зоны выплавки коматиитовых магм принимают многие петрологи. Спад давления, снижающий солидус ультрамафитов, повышает возможность плавления участков пород, обедненных железом, кальцием, щелочами, титаном. Выплавки могут иметь относительно низкий уровень названных компонентов.

Повышенный уровень кремнезема можно поставить в связь с уменьшением давления, которое сдвигает оливин-ортопироксеновую котектику в системах форстерит — кварц и форстерит — нефелин — кварц в сторону обогащения кремнеземом за счет усиленного вовлечения в расплав ортопироксена. Плавление последнего стимулируется также присутствием воды и повышенным отношением  $H_2O/CO_2$  во флюиде. Правомерно предположить также, что повышеннокремнеземистая ортопироксеновая тенденция геосинклинальных мелалапикритоидов отражает повышенную кремнеземистость в тех верхних горизонтах мантии, где располагается фронт выплавления геосинклинальных мелалапикритоидов; на этих уровнях вероятно повышенное развитие гарцбургитовых перидотитов (см. гл. 1).

Из-за присутствия и повышенного обычно содержания вкрапленников оливина в мелалапикритоидах практически неизбежно малоглубинное фракционирование в мелалапикритоидной магме с образованием богатых оливинно высокомагнезиальных порций и порций, обедненных оливинном и петрохимически частично перекрывающихся с субмелалапикритоидами.

Фракционирование оливина (гравитационное, динамическое) наглядно иллюстрируется строением потоков перидотитовых коматиитов. Косвенно оно выражено в антагонизме окиси магния к остальным петрогенным окислам (гл. 6). Для сохранения мелалапикритоидного состава магмы особо важен ее быстрый подъем к поверхности. Для платформенных мелалапикритоидов этому может способствовать существенно эксплозивный механизм подъема магмы (за счет давления избыточной углекислоты), а для океанических, морских, геосинклинальных — избыточное гидростатическое давление на магму при сокращенной мощности коры.

Таким образом, различие статистических уровней петрохимических компонентов для мелалапикритоидов двух сильно различающихся геолого-тектонических классов ассоциаций — платформенных и геосинклинальных — удается истолковать в основном как результат различия глубин и флюидного режима в зонах выплавления и глубинного фракционирования магм. Условия фракционирования на малоглубинных уровнях для обоих типов можно считать сходными.

Из данных работы [Белоусов и др., 1982] и табл. 2 следует, что петрохимический диапазон платформенных мелалапикритоидов шире, чем геосинклинальных. Можно заключить, что в первом случае вариации условий магмогенеза соответственно шире, чем во втором. Правомерно считать, что выплавление мелалапикритоидов некимберлитовых платформенных комплексов, петрохимически сближенных с геосинклинальными, может захватывать и интервал глубин генерации последних.

По составу, условиям выплавления и глубинного фракционирования, по-видимому, возможны любые промежуточные случаи между платформенными кимберлитовыми, платформенными некимберлитовыми, геосинклинальными и иными мелалапикритоидами. Для платформ на соответствующие переходы указывалось ранее [Милашев, 1974; и др.].

### Субмелалапикритоидная группа

Петрохимически (см. табл. 3) субмелалапикритоиды тяготеют в основном к клинопироксенитам и верлитам с повышенной глиноземистостью, значительную часть которых есть основание считать ортомагматическими. Реже они проявляют ортопироксеновую тенденцию, уклоняясь к вебстеритам. В общем это аналоги ортомагматических пироксенитов. Группа развита шире, чем мелалапикритоидная, зафиксирована во всех геолого-тектонических типах областей.

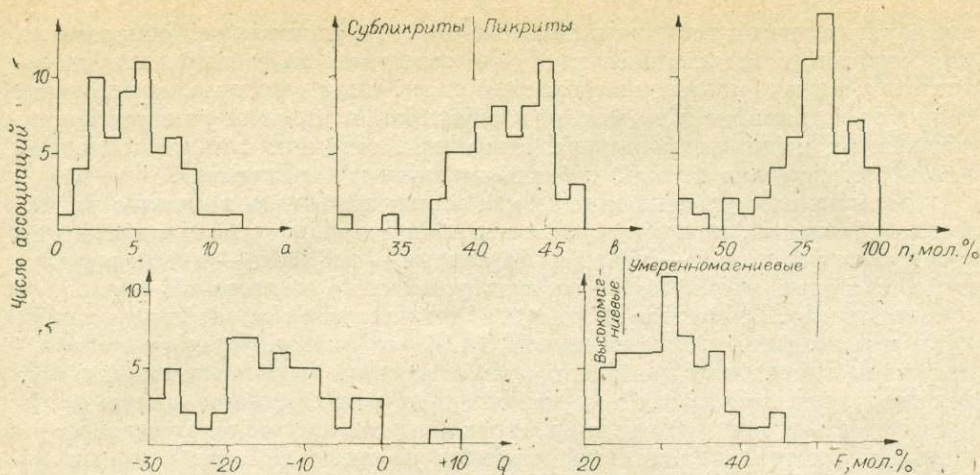


Рис. 47. Распределение средних для субмелалапикритондной группы по 59 ассоциациям [Белоусов и др., 1982].

Учтены ассоциации с числом анализов субмелалапикритондов  $N \geq 5$ . Усл. обозн. см. на рис. 46.

По гистограммам рис. 47 можно судить о колебаниях средних составов группы, рассчитанных для региональных вулканических ассоциаций. Улавливается повышение меланократовости группы от внутренних и окраинных морей и геосинклинальных областей, с одной стороны, к платформам, материково-шельфовым плато и океанам, с другой (см. табл. 3). В первом случае появляются субликритовые уклоны [Белоусов и др., 1982]. Любопытно, что пониженная меланократовость геосинклинальных субмелалапикритондов сопровождается повышением магнезиальности.

Отмечаются уклоны группы от весьма низкощелочного до щелочных. Щелочная тенденция намечается для океанических субмелалапикритондов (в 9 ассоциациях против 2), низкощелочная — для геосинклинальных, существенно архейских (10 случаев низкощелочного уклона против 1). Весьма низкощелочные породы преобладают в некоторых геосинклинальных ассоциациях (Северная Печенга; Кейп-Фогель на Новой Гвинее), повышено- и высокощелочные преобладают в некоторых ассоциациях платформ, плато и океанических островов.

Значительны вариации по соотношению щелочей. Повышенная натриевость группы четко проявлена в океанах (высоконатриевые уклоны в 10 случаях против 0). Весьма и крайне высоконатриевые уклоны довольно обычны в зеленокаменных геосинклинальных комплексах, где натриевость усилена региональной альбитизацией плагиоклаза. Экстремальный калиевый уклон имеет субмелалапикритондная позднекайнозойская ассоциация материкового плато Нового Южного Уэльса [Sundary, 1973]. Средние уровни глинозема варьируют слабо (см. табл. 3). Значительны вариации по титану. Четкая высокотитанистая тенденция устанавливается для субмелалапикритондов в океанах (14 ассоциаций с высокотитанистым уклоном группы против 1 с низкотитанистым; последний случай относится к району глубоководного бурения FAMOUS в Атлантике). Низкотитанистая тенденция характерна для субмелалапикритондов окраинных морей и геосинклиналей (15 случаев с низкотитанистыми уклонами, до крайне низкотитанистого, против 1 с высокотитанистым). Для платформ и материково-шельфовых плато намечается преобладание высокотитанистых пород в составе группы. Любопытна резкая бимодальность содержаний титана с минимумом около  $1,5\% \text{ TiO}_2$  (по выборке 916 пород из 70 ассоциаций), намечающая существование двух глобальных популяций — низко- и высокотитанистой. Можно полагать, что эти максимумы имеют геолого-тектоническую природу, связаны с разными популяциями магмообразующих пород.

Для рассматриваемой группы наиболее примечательны петрохимические различия между геосинклинальными и современными морскими ассоциациями, с одной стороны, и океанами, материково-шельфовыми плато и платформами, с другой. От первых ко вторым повышаются общая меланократовость, железистость, титанистость субмелалапикритоидов, понижается уровень кремнезема. Примечателен рост калиевости от океанических пород к материковым.

Из табл. 3 видно, что субмелалапикритоиды морей и геосинклинальных областей имеют повышенные уровни  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  и пониженные  $\text{FeO}'$ ,  $\text{CaO}$ , щелочей и  $\text{P}_2\text{O}_5$  против областей платформ, плато и открытого океана. Различия по  $\text{TiO}_2$  отмечены выше. Сопряженно повышенные  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  правдоподобнее всего увязываются с усиленным переходом в расплав ортопироксена. Фактором, стимулирующим этот переход, правомерно признать повышенный фон водосодержания. Пониженные уровни  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}'$ ,  $\text{CaO}$ , щелочей и  $\text{P}_2\text{O}_5$  можно объяснить дефицитом этих легкоплавких компонентов в исходных породах, поскольку эти компоненты стремятся перейти в расплав вблизи солидуса ультрамафитов. Согласно экспериментальным данным (см. гл. 2), обеднение фемических систем поливалентными окислами (титана, фосфора) сдвигает составы фемических выплавов в сторону повышенного насыщения кремнеземом.

В областях внутренних и окраинных морей и их геосинклинальных аналогов в выплавлении субмелалапикритоидной магмы могут шире вовлекаться породы, тяготеющие к гарцбургитам, роль которых, вероятно, повышена в самых верхних горизонтах мантии (см. гл. 1). Эти горизонты могут вовлекаться в массовое плавление именно в подвижных поясах.

Специфичные условия магмогенеза субмелалапикритоидов подвижных поясов, по-видимому, находят крайнее выражение в бонинитах (см. табл. 3), которые имеют экстремально повышенные  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ , низкие  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}'$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и обогащены низкокальциевыми пироксенами. Богатые водой стекла, отмеченные в таких пикритоидах [International Working..., 1977], указывают на аномальную обводненность магмы.

Приподнятое положение фронта выплавления субмелалапикритоидов в рассматриваемых подвижных поясах должно сопровождаться статистически повышенной фугитивностью кислорода, которая, в свою очередь, может уменьшить железо-магниевое отношение в фемических выплавках за счет высадки железистой шпинели. Железо-магниевое отношение в субмелалапикритоидах морей и геосинклинальных областей действительно понижено. Связь повышенной железистости фемических расплавов с низкой  $f_{\text{O}_2}$  подтверждается на субмелалапикритоидах Луны (см. табл. 3), образованных в резко восстановительных условиях.

Содержание кальция в субмелалапикритоидах в значительной мере зависит от фракционирования окололиквидусных фаз, поскольку главный кальцийсодержащий минерал — клинопироксен в них при умеренных и высоких давлениях обычно выходит на ликвидус. Выходу клинопироксена к ликвидусу в ультрамафических системах (см. гл. 2) способствуют присутствие воды и повышенное водно-углекислотное отношение во флюиде, т. е. те факторы, которые снижают устойчивость ортопироксена. Таким образом, повышенный фон водосодержания, предполагаемый для зоны образования субмелалапикритоидных магм рассматриваемых подвижных поясов, позволяет объяснить и пониженное содержание в них кальция.

Таким образом, петрохимические отличия субмелалапикритоидов платформ, материково-шельфовых плато и океанов можно поставить в связь с более высокобарическими условиями выплавления магм, пониженным содержанием воды, уменьшенным водно-углекислотным отношением во флюидах.

Доля натрия в сумме щелочей в субмелалапикритоидах материковых кратонов ниже, чем в океанах (см. табл. 3). Эти статистические различия можно связать в основном со степенью обогащенности исходных ультраосновных пород калием, которая должна быть выше в зрелом литосферном

профиле материков и ниже в омоложенном литосферном профиле океанов (см. гл. 1).

Экстремально высокие содержания калия нельзя объяснить ни выплавлением из обычных ультрабазитов, ни кристаллизационным фракционированием рядовых ультраосновных магм. Генезис калиевых мафических магм правомерно связывается с выплавлением из пород, содержащих флогопит. Отсутствие высокотитанистых минералов у ликвидуса и экстремально кальциевый состав окололиквидусного клинопироксена, избыток оливина в опытах со слюдяным высококалиевым пикритоидом (см. рис. 3, опыт 32) позволяют считать, что из богатых флогопитом и титансодержащими минералами участков ультраосновных пород могут образоваться калиевые, крайне высокотитанистые субмелапикритоидные выплавки с невысоким содержанием кальция (такие, как в лейцитовой ассоциации Нового Южного Уэльса (табл. 3)). Образование столь необычных по составу участков пород в мантии, очевидно, происходит под воздействием ряда благоприятных условий, которые в совокупности встречаются редко. Масштабы таких аномальных образований в мантии, скорее всего, очень ограничены, о чем говорит весьма скудное развитие высокощелочных калиевых пикритоидов.

Для субмелапикритоидов, как и для мелапикритоидов, остается открытым вопрос о возможной роли диффузионных или инфильтрационных потоков щелочей (воздействием которых можно объяснить любые вариации щелочности магм и пород). Главная методологическая трудность состоит в том, что посылку об этих потоках можно ввести лишь произвольно. Пока не ясно, каким образом ее можно мотивировать независимо от наблюдаемой щелочности магм и пород, требующей объяснения.

Подчеркнем, что, как и в случае мелапикритоидов, разницу условий магмогенеза субмелапикритоидов между подвижными поясами и областями кратонов следует понимать лишь в смысле статистической предпочтительности, так же как лишь статистический характер имеют различия составов магм разных типов областей. Условия магмогенеза в подвижных областях и кратонах, несомненно, значительно перекрываются; фронт образования субмелапикритоидных магм в подвижных поясах может быть чаще приподнят; в кратонах нижняя граница зоны магмогенеза чаще опущена в более высокобарическую область.

### Базальтоидная группа

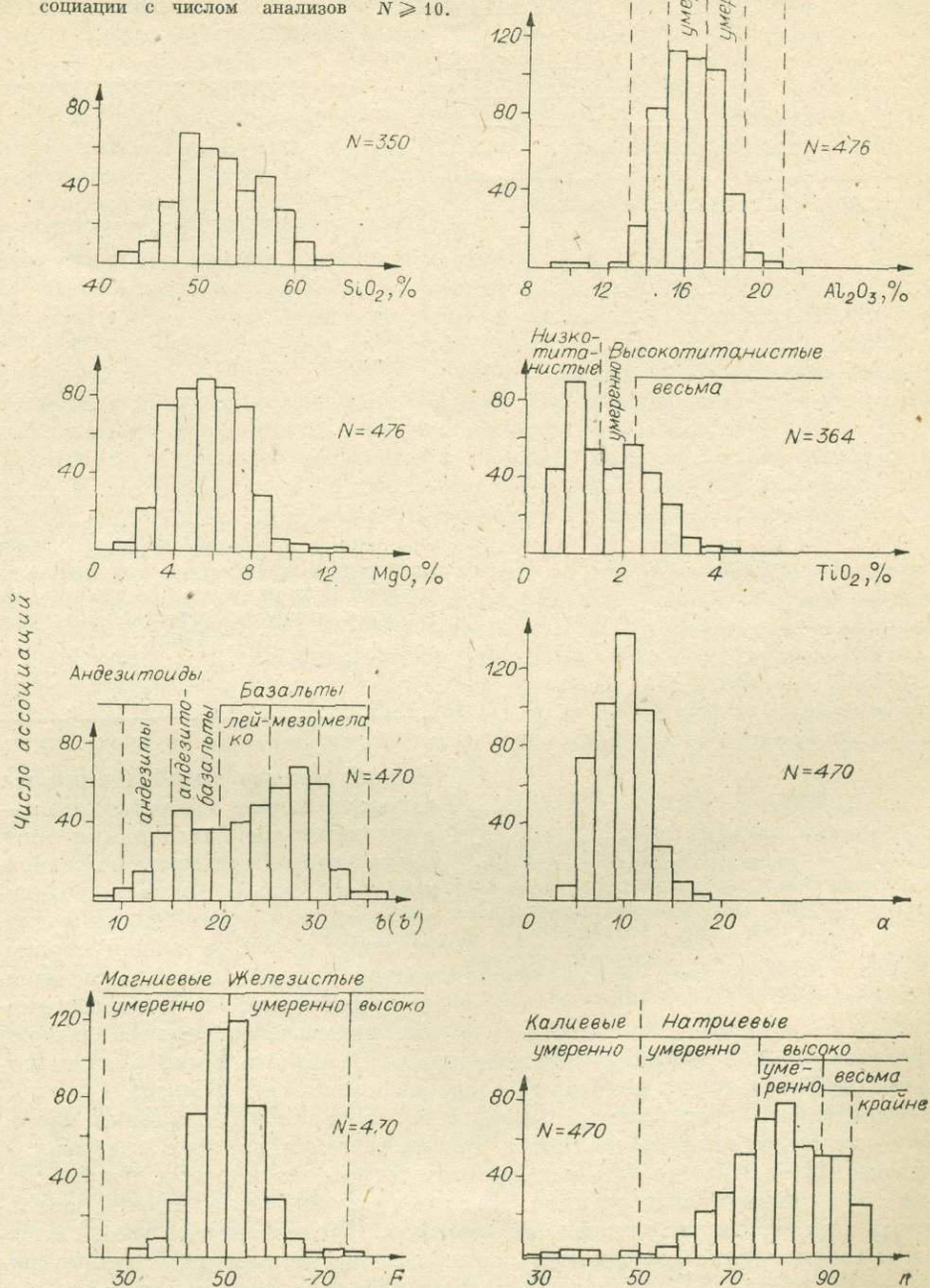
Статистическое распределение составов пород отражено в табл. 4 и на рис. 48—50. По меланократовости группа занимает более широкий интервал, чем любая другая группа силикатных вулканитов. Чаще других встречается размах в 5—6 классов (см. рис. 49). Максимальные выборочные размахи в отдельных комплексах — от пикритобазальтов до андезитов и андезитодацитов. Сравнительно редко группа исчерпывается андезитоидами, значительно чаще — только базальтами. В большинстве учтенных ассоциаций (310 из 480) эти породы развиты совместно. В общем для группы примечательна тенденция давать широкие по общей меланократовости ряды пород. Большой размах составов пород группы по меланократовости следует связать с повышенным разнообразием магмообразующих котектик и увеличенной протяженностью зоны магмообразования по глубине.

Глобальный максимум приходится на мезобазальты, меньший второй максимум на андезитобазальты — андезиты (см. рис. 48). Суммарное распределение допустимо толковать как смесь двух глобальных популяций пород — базальтовой и андезитоидной.

Андезитовые уклады группы отмечены в ассоциациях разных областей, кроме платформенных и океанических. Редкий пример пикритобазальтового уклона группы дает кайнозойская платформенная ассоциация Северо-Восточной Сибири [Белоусов и др., 1982].

Рис. 48. Распределение средних для базальтоидной группы [Белоусов и др., 1982].

$b'$  — исправленный показатель общей меланократовости, по Д. С. Штейнбергу; ост. усл. обозн. см. на рис. 46. Учтены ассоциации с числом анализов  $N \geq 10$ .



Меланократовость статистически повышена в океанах и на платформах, хотя и здесь встречены лейкобазальтоидные уклонь (область Тибести в Северной Африке; вал Зенкевича и о-в Сала-и-Гомес в Тихом океане). Меланократовость наиболее понижена в упорядоченных орогенах, где передки лейкоандезитоидные уклонь группы. Последние отмечаются и в морях (о-в Ивосима в архипелаге Нампо).

Породы принадлежат обычно к умеренномагниево-железистому классам, редко к высокомагниево-железистому.

Андезитойды			Базальты			Пикри- тоба- зальты
андези- тоидиты	андезиты	андези- тобазаль- ты	лейкоба- зальты	мезоба- зальты	мелоба- зальты	
						4
						3
						12
						16
						32
						41
						1
						2
						41
						38
						35
						49
						14
						8
						11
						19
						48
						24
						5
						6
						31
						22
						1
						9
						12
						5

Рис. 49. Распределение вулканических ассоциаций по размаху вариаций общей меланократовости в выборках пород базальтоидной группы (всего 489 ассоциаций [Белоусов и др., 1982]).

Цифры — число случаев с указанным размахом вариаций. Учтены ассоциации с числом анализов базальтоидов  $N \geq 10$ .

лейкобазальтоиды (лейцититовая ассоциация Западного Кимберли; низкощелочные базальтоиды некоторых островов архипелага Бонин).

Магниевый и железистый уклоны распространены сравнимо часто. Железистость земных базальтоидов приближается в среднем к 50 мол. % (см. рис. 21) или несколько меньше этой цифры, если учесть недостаточную опробованность лав океанов. Повышен уровень железистости базальтоидов платформ и упорядоченных орогенов. Примечательно, что на платформах повышенная железистость совмещается с повышенной меланократовостью (см. табл. 4). Железистость базальтоидов орогенов, морей и геосинклинальных областей статистически выше, чем для океанов и материково-шельфовых плато.

Базальтоиды варьируют от разновидностей весьма низкощелочных (некоторые породы из орогенов и морей) и высокощелочных, а уклоны группы — от низкощелочного до повышенно- и высокощелочного (о-в Триндади). В региональных комплексах размах по общей щелочности далеко не всегда укладывается в пределах низкощелочного класса (55 случаев из 520), чаще ограничен щелочным (около 110 случаев). Но в большинстве ассоциаций (около 350 из 520) интервал щелочности пере-

Низкоще- лочные	Щелочные		Высоко- щелочные
	среднещелочные	повышенно- щелочные	
			6
			1
			31
			49
			21
			35
			76
			241
55			

Рис. 50. Распределение вулканических ассоциаций по размаху вариаций общей щелочности в выборках пород базальтоидной группы (всего 515 ассоциаций, включая метавулканические [Белоусов и др., 1982]).

Усл. обозн. см. на рис. 49.

Редкий пример преобладания высокожелезистых базальтоидов — вулканическая ассоциация подводной горы Гиакомини на северо-востоке Тихого океана. Железистость, как и вообще для магматических пород, в общем отрицательно скоррелирована с меланократовостью, хотя повышенно-магнезиальными иногда бывают

крывает границу низкощелочного и щелочного классов (рис. 50). Таким образом, непосредственные переходы между низкощелочными и щелочными базальтоидами — весьма рядовое явление.

Наиболее низок уровень щелочности у базальтоидов океанов, внутренних и окраинных морей, где доминируют низкощелочные породы. По-видимому, в геосинклинальных разрезах преобладали первично низкощелочные базальтоиды. Щелочные разновидности имеют перевес на материково-шельфовых плато и платформах. Хотя уровень щелочности в общем отрицательно сопряжен с меланократовостью базальтоидов, низкая щелочность группы бывает и при лейкобазальтоидных уклонах (о-ва Бонин в Филиппинском море).

По оценкам средних для показателя  $n$  максимум базальтоидов приходится на умеренно высоконатриевый класс. Предельными разновидностями являются крайне высоконатриевые и крайне высококалиевые. Первые часто отмечаются в океанах, иногда во внутренних и окраинных морях (Карибское море, Аденский залив) и на платформе (восток Баффиновой Земли). Крайне редок калиевый уклон группы (комплексы материкового плато в районах Рима и Неаполя; весьма высококалиевые платформенная ассоциация Западного Кимберли в Австралии и ассоциация плато района Гауссберг в Антарктиде) [Sheraton, Sundary, 1980]. Натриевость базальтоидов повышена в океанах, внутренних и окраинных морях и (по первичному соотношению щелочей) в геосинклинальных областях, понижена в упорядоченных орогенах, на материково-шельфовых плато и платформах.

Максимум пород приходится на умеренно низкоглиноземистый класс, судя по оценкам средних в табл. 4 и на рис. 48. Экстремальными разновидностями оказываются крайне низкоглиноземистые и крайне высокоглиноземистые, а экстремальными уклонами группы — крайне низкоглиноземистый (Западный Кимберли) и весьма высокоглиноземистый (Западные Липарские о-ва). Уровень  $Al_2O_3$  в базальтоидах наиболее низок на платформах, наиболее высок во внутренних и окраинных морях и упорядоченных орогенах (см. табл. 4).

Породы варьируют между крайне низкотитанистыми и крайне высокотитанистыми. Крайне низкотитанистый уклон имеют, например, базальтоиды о-вов Бонин, а весьма высокотитанистый — значительное число ассоциаций, в основном из областей платформ, материково-шельфовых плато, океанов. Гистограммы  $TiO_2$ , составленные нами по выборке базальтоидов из работы [Белоусов и др., 1982], подтверждают ранее установленное [Grasso, 1967] бимодальное распределение титана в кайно-типных базальтоидах. Но бимодальность не проявлена в базальтоидах мезозоя — палеозоя и малодостоверна для докембрия. На сводной выборке (см. рис. 48) сказывается бимодальная форма распределения преобладающих в ней кайнозойских базальтоидов.  $TiO_2$  в общем положительно скоррелирован с меланократовостью, так что низкотитанистый максимум представлен в основном лейкократовыми, а высокотитанистый — более меланократовыми породами. Намечается бимодальность базальтоидов кайнозоя по общей меланократовости. На основании этих признаков правомерно предположить, что существуют две глобальные их популяции.

Высокотитанистые разновидности представляют основную массу кайнозойских базальтоидов платформ и открытого океана (в общем довольно меланократовых); а низкотитанистые — преобладающую часть базальтоидов окраинных и внутренних морей, геосинклинальных областей и упорядоченных орогенов (в общем более лейкократовых). Для материково-шельфовых плато примерно одинаково характерны низко- и высокотитанистые разновидности, причем здесь намечается бимодальность. Таким образом, одна из двух предполагаемых крупных популяций базальтоидов относится к поясам, которые обычно называют подвижными (в западной литературе «орогенными»), другая — к областям кратонов («неорогенным») [Chayes, 1964; Grasso, 1967; Bebien, 1980].

По имеющейся выборке отчетливо прослеживается положительная сопряженность средних содержаний титана в базальтоидах с их общей щелочностью. Для фосфора в щелочных базальтоидах сохраняется обратная зависимость от общей меланократовости, но в низкощелочных базальтоидах уровень сохраняется одинаково низким во всех классах меланократовости.

Намечающееся распадение базальтоидов, по крайней мере кайнозойских, на две глобальные популяции по общей меланократовости и содержанию титана не удается объяснить качественной сменой котектик, как в случае пяти рассматриваемых нами силикатных породных групп. Поэтому базальтовый и андезитовидный максимумы можно рассматривать как выражение скорее геолого-тектонических или геодинамических популяций пород, обусловленных достаточно резкой обособленностью подвижных областей. В последних в базальтоидной группе преобладают андезитовиды, что правомерно связать с активным функционированием здесь верхней части зоны базальтоидного магмогенеза со своеобразным набором магмообразующих пород [Белоусов и др., 1982].

Примечательно, что крайние меланократовые породы базальтоидной группы — пикритобазальты — петрохимически примерно совпадают с эклогитами ксенолитов из кимберлитовых трубок (см. табл. 4), т. е. их можно поставить в соответствие с парной клинопироксен-гранатовой котектикой. Это, конечно, не означает, что фазовая природа по крайней мере части пикритобазальтов не может быть иной, более сложной.

Стехиометрия мезобазальтоидов (со средним содержанием  $MgO$  около 7%,  $CaO$  8,  $FeO'$  11%) не сводится к простой котектике, в том числе к какой-либо комбинации авгитового клинопироксена (со средними  $MgO$  14—15%,  $CaO$  около 20,  $FeO'$  7—8%) и основного плагиоклаза ( $CaO$  10—20%). Котектическая природа этих пород заведомо сложна. То же относится к мелабазальтам и лейкобазальтоидам.

В формировании уровня  $SiO_2$  в базальтовых расплавах (с модой около 50%) наибольший вклад вносит клинопироксен — самая универсальная минеральная фаза базальтоидных систем. На уровень  $SiO_2$ , очевидно, не оказывают существенного влияния количественные соотношения клинопироксена с плагиоклазом. Повышение его может быть связано с переходом в расплав ортопироксена и окислосилидусных кварца и калишпата, а снижение — с плавлением оливина, роговой обманки, шпинелей, граната, фаз свободного глинозема. Выплавки на основе биминеральной клинопироксен-гранатовой котектики должны иметь средний между гранатом (около 40%) и клинопироксеном (около 55%) уровень  $SiO_2$ , т. е. не выше, чем в мела- и мезобазальтоидах. Для лейкобазальтоидов приходится предполагать вхождение в расплав окололиквидусного кремнезема и (или) щелочных полевых шпатов (в том числе за счет ассимиляции из боковых пород), либо инконгруэнтное плавление ортопироксена. Последнему при повышенных давлениях способствует присутствие воды.

Уровень  $Al_2O_3$  в расплаве контролируется в основном отношением главных фаз — клинопироксена и высокоглиноземистого минерала (плагиоклаза, граната) в котектике. Содержание его быстро разубоживается с вхождением в расплав оливина (в пикрито- и мелабазальтах), ортопироксена, кварца (в лейкобазальтоидах). Примечательно, что в низкощелочных и щелочных базальтах с ликвидусным гранатом (см. рис. 20, опыты 16, 22, 27) уровень  $Al_2O_3$  невысок (весьма или умеренно низкоглиноземистые породы), т. е. котектика с гранатом еще не делает расплав высокоглиноземистым. Повышению глиноземистости расплавов в интервале от 10 до 25—30 кбар часто способствует ликвидусный избыток пироксенов (хотя сами эти минералы здесь тоже глиноземистые). Около 10 кбар и меньше ту же роль в мелабазальтоидах выполняет ликвидусный оливин. Но при тех же давлениях в мезо- и лейкобазальтоидах ликвидусный плагиоклаз, наоборот, выводит глинозем из расплава. Возникновение экстремально высоких содержаний глинозема в базальтоидах (анортзитовая тенденция) требует дополнительных условий — присутствия воды, либо довольно

полного плавления специфических высокоглиноземистых глубинных пород, либо аккумуляции плагиоклазовых кристаллов в магме.

Уровень MgO в базальтах ниже, чем в омфацит-гранатовой котектике эклогитов из кимберлитов (см. табл. 4). В мезобазальтах он соответствует авгит-плагиоклазовой котектике (MgO около 7%). Спад магния от пикритобазальтов к мезобазальтам следует связывать главным образом с уменьшением магнезиальности граната и клинопироксена при спаде давления и температуры, а при невысоких давлениях также с высадкой ликвидусного оливина. Разубоживание магния в лейкобазальтоидах предопределяется снижением магнезиальности феррических минералов при спаде давления и температуры, но особенно — ростом доли плагиоклаза и около-солидусных силикатических составляющих.

Содержание FeO' в пикритобазальтах (11—12%) больше, чем в клинопироксен-гранатовой котектике глубинных эклогитов. Оно несколько снижается к мезобазальту (около 11%), заметнее к андезитобазальту (в среднем 8—9%), еще меньше в лейкоандезитоидах. В мезобазальтах валовое содержание железа немного ниже, чем во вкрапленниках авгита, но выше, чем в авгит-плагиоклазовой котектике. Разубоживание железа вызывается фракционированием тех же окололидусных железомagne-вых минералов, что и для магния (гранат, оливин, существенно магнезиальные пироксены). В частности, повышенный уровень железа в щелочных базальтах по сравнению с низкощелочными (например, платформенных против океанических) отчасти объясняется повышенной устойчивостью в первых оливина на ликвидусе. Но в железистых базальтах и в лейкобазальтоидах у ликвидуса иногда возможны железистые силикаты (бронзит, гиперстен, амфиболы, слюды) и железистая шпинель (титаномагнетит). Появление титаномагнетита сопряжено с повышенной фугитивностью кислорода. Высадка железистых силикатов и окислов ограничивает верхний предел содержания железа в расплаве. Однако повышенножелезистые силикаты в базальтоидных системах (как и в пикритоидных), как правило, существуют лишь вблизи солидуса, плавление их обуславливает существенное обогащение расплава железом по сравнению с авгит-плагиоклазовой котектикой. Абсолютный уровень содержания железа в базальтоидном расплаве подчас весьма высок, о чем свидетельствуют высокожелезистые пикритобазальты Луны. Ферробазальтоиды могут быть выплавками из повышенножелезистых участков глубинных пород. Железистые силикаты и окислы, как относительно легкоплавкие фазы, очевидно, способны ассимилироваться базальтоидной магмой из боковых пород.

Железо-магниевое отношение в пикритобазальтах примерно такое же или немного больше, чем в глубинных магматических эклогитах (те и другие — породы умеренномагневого класса). В остальных базальтоидах величина этого отношения выше. В сумме железа и магния доля железа в базальтоидах по нашей выборке ассоциаций (см. рис. 21) оказывается в среднем около 50 мол.%. Средняя степень железистости находится примерно посредине между величинами этого показателя для породообразующих высокомагневых силикатов (оливин, энстатитовый ортопироксен) и высокожелезистых силикатов и окислов. Симметричное (близкое к нормальному) распределение величин железистости говорит о том, что этот показатель обусловлен многими показателями, в том числе и сложностью контролирующего его фазового механизма. Нет оснований считать железистость только результатом фракционирования магмы при кристаллизации, как это часто принимается. Подобно другим петрохимическим показателям она отражает весь процесс магматического фракционирования вещества, включая стадию выплавления. В частности, следует учитывать роль повышенножелезистых околосолидусных минералов в исходных породах (титаномагнетит, ильменит, железистые пироксены, амфиболы, слюды).

Для базальтоидов колебания величины железо-магневого отношения частично связаны с изменением фугитивности кислорода. Как отмеча-

лось выше, при введении более восстановительных буферов в мелабазальтоидных или пикритовых выплавках из перидотита железистость растет в выплавке примерно от 15 до 50 мол. %. В сухих базальтах при атмосферном давлении повышение фугитивности кислорода приводит к снижению устойчивости оливина и появлению на ликвидусе титаномагнетита, что обуславливает обеднение расплава железом.

На упрощенных системах и на реальных породах показано, что в равновесии с высокобарической ассоциацией клинопироксена и граната находятся расплавы разной железистости, от пикритобазальтовых до андезитобазальтовых. Рост при этом железо-магниевого отношения (его иногда неудачно называют «накоплением железа») отражает более слабый спад железа, чем магния, с повышением лейкократовости пород. Он согласуется с давно установленной для магматических систем закономерностью плавления и кристаллизации при малых давлениях — повышенной железистостью расплава по сравнению с кристаллами сосуществующих железомagneйных силикатов. Результаты массовых опытов плавления и кристаллизации базальтоидов при атмосферном давлении показывают, что температура ликвидуса в первом приближении обратно пропорциональна величине железо-магниевого отношения. Отсюда следует, что базальтоидный расплав сохраняет способность без снижения температуры обогащаться железом из боковых пород, высаживая при этом магнезиальные силикатные фазы. Ассимиляцию железа тормозит устойчивость титаномагнетита на ликвидусе при повышении фугитивности кислорода и в присутствии воды при малых давлениях [Helz, 1973; Hill, Roeder, 1974; Osborn, Arculus, 1975; Нагапетян, 1977; Орлова и др., 1979].

Уровень CaO в мела- и мезобазальтоидах (около 10—12%) соответствует высокобарической эклогитовой котектике, но он явно ниже, чем в котектике авгита с основным или средним плагиоклазом. В лейкобазальтоидах содержание CaO меньше, чем в комбинациях авгита и среднего или умереннокислого плагиоклаза. Следовательно, в зоне устойчивости плагиоклаза базальтоиды отвечают в общем случае более сложным котектикам с участием бескальциевых фаз (таких, как оливин, ортопироксен, шпинели, щелочные полевые шпаты, кварц, слюды, фазы глинозема, алюмокремнеземные минералы, ильменит, фельдшпатоиды).

Уровень натрия в базальтоидах в высокобарической зоне выплавления должен существенно определяться содержанием его в клинопироксене (жадеитовый компонент), а в зоне устойчивости плагиоклаза — в основном содержанием альбитового компонента в исходной породе. В выплавке щелочных базальтоидов некоторую роль могут играть околосolidусные натриевые аортотоклазы (встречающиеся в мегакристах).

Уровни калия в базальтоидах можно объяснить прежде всего извлечением его при плавлении высокобарических калийсодержащих минералов исходных пород — флогопита, кальсилита, калишпата (последний может быть устойчив вплоть до эклогитовой зоны, судя по находке его в ксенолите кварцевого эклогита [Eggler, McCallum, 1974]). Калийсодержащий клинопироксен [Shimizu, 1971] возможен ниже зоны генерации базальтоидов и скорее всего не участвует непосредственно в их выплавке. Высокие содержания калия, такие как в лейцититах Западного Кимберли, являются предельными, ибо при давлениях 1—5 кбар их буферует ликвидусный флогопит, а при более низких давлениях — лейцит.

Повышению щелочности выплавки должно способствовать повышение устойчивости граната (бесщелочной фазы) по сравнению с клинопироксеном с глубиной, в области давлений выше 20 кбар. Однако при истолковании повышенных уровней калия и натрия необходимо учитывать их значительную подвижность в расплавах. Высокое содержание щелочей, по-видимому, трудно объяснить полностью только их перераспределением между кристаллами и расплавом, особенно для фельдшпатоидных пород [Д. Грин, Рингвуд, 1968б; и др.].

Рядовые содержания титана объясняются в основном высвобождением его при плавлении клинопироксена, а повышенные — присутствием

в исходных породах высокотитанистых околосолидусных фаз (ильменита, сфена, псевдобрукита, рутила, перовскита, титанистых слюд), весьма низкие уровни титана в некоторых базальтах и в большинстве лейкобазальтоидов — повышенной ролью безтитановых минералов в котектиках (оливин, ортопироксен, плагиоклаз и др.). Понижению  $TiO_2$  способствует высадка железотитановых окислов при повышенной фугитивности кислорода и в присутствии воды.

Петрохимические особенности базальтоидов разных геолого-тектонических типов областей (см. табл. 4) можно объяснить в основных чертах, используя геолого-геодинамические предпосылки — степень зрелости литосферного профиля и положение зоны магмогенеза по глубине (см. гл. 1).

Спад кремнезема, железа, калия, железо-магниевого и калий-натриевого отношений в базальтоидах от древних платформ к океану (см. табл. 4), так же как различия по редкоземельным и другим редким элементам [Шиллинг, 1973; Hanson, 1977; и др.], согласуются с понижением степени зрелости литосферного профиля. Примечательно, что повышенное железо-магннеевое отношение в платформенных базальтах коррелируется с повышенной окисленностью газовой составляющей в них против базальтов срединно-океанического хребта [Флюидный режим..., 1977].

Со степенью зрелости литосферного профиля логично связать повышение железа, калия, железо-магниевого и калий-натриевого отношений от срединно-океанических хребтов к глубоководным океаническим плитам, а также промежуточный уровень железистости и калиевости в базальтоидах внутренних и окраинных морей по сравнению с материковыми и океаническими (см. табл. 4). Нетрудно заметить, что эти статистические тенденции — довольно вялые. По-видимому, их затушевывают другие факторы магмогенеза.

Петрохимические различия базальтоидов в ряду древние платформы — материково-шельфовые плато — упорядоченные орогены (с повышающимся теплооток и подвижностью) в основном объясняются уменьшением глубины магмогенеза. Минимальная глубина выплавки андезитов, наиболее развитых в орогенах, может отвечать (см. гл. 2) гранулитовой и амфиболитовой фациям (низы коры). При высоком положении фронта магмообразование идет за счет пород с повышенным фоном  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , щелочей, воды, железо-магниевого и калий-натриевого отношений и пониженным  $TiO_2$ . При этом на уменьшенных (умеренных) глубинах возрастает роль таких фазовых равновесий, которые способствуют образованию высокоглиноземистых, лейкобазальтоидных расплавов (повышение устойчивости оливина и клинопироксена на ликвидусе, сужение поля устойчивости плагиоклаза в присутствии воды, кристаллизация титаномagnesита у ликвидуса и т. д.).

Разной глубиной фронта магмообразования можно объяснить и основные различия между базальтоидами поднятий во внутренних и окраинных морях (островные вулканические цепи и др.) и впадин в них (см. гл. 7), а также различия по  $SiO_2$  и  $TiO_2$  между срединно-океаническими хребтами (где положение фронта следует считать более высоким) и внехребтовыми частями океанов.

Экстремально высокий уровень кальция в базальтоидах срединно-океанических хребтов, так же как скудость нормативной ортопироксеновой составляющей и редкость ортопироксена, при невысоком уровне глинозема, следует поставить в связь с факторами, усиливающими переход в расплав клинопироксена. Одним из них может быть существенно углекислотный состав флюида, способствующий удержанию в расплаве химически сродного кальция и повышающий устойчивость ортопироксена и оливина на ликвидусе.

## Кислая группа

На рис. 51 показано распределение выборочных средних для риолитоидов по региональным ассоциациям [Белоусов и др., 1982]. Интервал, который риолитоидная группа занимает в шкале общей меланократовости, почти в 3 раза меньше, чем у базальтоидов. Общей максимум смещен на риолиты, почти вдвое преобладающие над более меланократовыми породами (дациты, ацидлатиты) при меньшей ширине класса. Соответственно преобладают риолитовые уклоны группы в ассоциациях.

На рис. 51 продемонстрировано распределение риолитоидов по средним содержаниям  $\text{SiO}_2$  и по степени насыщенности кремнеземом  $Q$ . Извест-

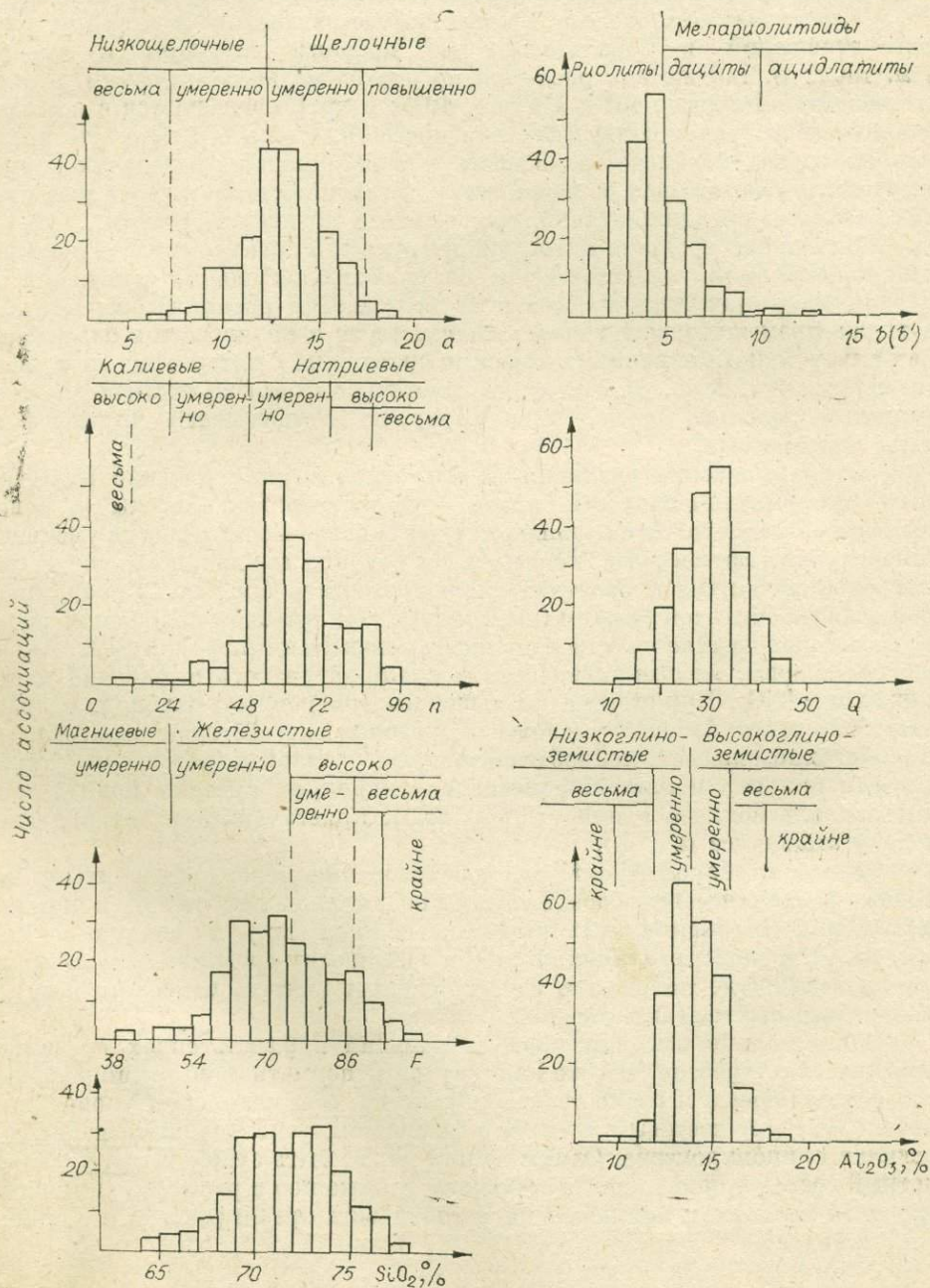


Рис. 51. Распределение петрохимических средних риолитоидной группы (учтено 220 ассоциаций [Белоусов и др., 1982]).

Учтены ассоциации с числом анализов риолитоидов  $N \geq 10$ . Усл. обозн. см. на рис. 46, 48.

но, что эти салические показатели отрицательно скоррелированы с меланократовостью, поэтому могут приблизительно ее заменять. Из гистограмм следует, что примерно то же отношение численностей (объемов) пород 2 : 1, как по границе  $b' = 5$ , получается по границам  $Q = 25$  и  $SiO_2 = 70\%$ . Около последнего значения (при исключенных летучих) разные авторы выбирают границы между риолитами и дацитами, так что взятый нами объем класса риолитов ( $b' \leq 5$ ) примерно отвечает тому, который принимают обычно.

Повышенные основность и меланократовость кислых магм зависят прежде всего от степени вовлечения в плавление плагиоклаза и темноцветных минералов, избыточных над их котектикой с кварцем. Для выплавки мелариолитоидов, очевидно, благоприятны кварцсодержащие породы, тяготеющие к лейкобазитам, а для выплавления риолитов — глубинные породы меньшей меланократовости (гранитоидные и близкие к ним).

В зоне умеренно высоких и низких давлений повышенная меланократовость выплавки отражает при прочих равных условиях повышенную температуру. Поэтому мелариолитоидный состав может в большей мере указывать на плавление при сильном разогреве, а риолитовый — соответственно на тепловой дефицит, в том числе на декомпрессионное плавление. Меланократовость кислых выплавки положительно сопряжена с ростом давления, который повышает температурную устойчивость кварца и смещает состав выплавки к дацитам. Благоприятна для повышения меланократовости выплавки небольшая примесь воды, снижающая температуру солидуса и повышающая вероятность перехода в расплав плагиоклаза с фемическими минералами.

Преобладание риолитов в кислой группе подтверждает предположение, что кислые магмы выплавляются в основном на глубинах существования не дацитового, а риолитового температурного минимума, т. е. в зоне давлений не более 8—9 кбар. В материковой коре это предполагаемая область широкого развития субкислых и кислых пород, приближающихся по составу к гранитоидам. Итак, преобладание риолитов можно рассматривать как суммарный результат контроля састара выплавки низкотемпературными котектиками умеренных и низких давлений. Не исключен значительный вклад декомпрессионного плавления.

По соотношению железа и магния породы и уклоны группы в ассоциациях варьируют от умеренномагнезиевых до крайне высокожелезистых. Максимум расположен вблизи границы умеренно- и высокожелезистых составов, немного уклоняясь в сторону первых (см. рис. 51). Умеренномагнезиевый уклон весьма редок (отмечен в геосинклинальных комплексах при мелариолитоидном составе группы). Высокожелезисты чаще всего риолиты.

Повышенный уровень магния может быть связан с повышенной магнезиальностью исходных пород и указывает на более вероятное плавление из лейкобазитов или близких по составу пород. Высокожелезистые риолитоиды естественно связать с плавлением пород, фемические составляющие которых в основном высокожелезистые (титаномагнетит, гиперстен, биотит, амфибол). Таковы гранитоиды и тяготеющие к ним глубинные породы. Существенное повышение железистости обычно связывают с высадкой повышенномагнезиальных минералов при частичной кристаллизации. Удержанию железа в расплаве способствует его сухость, при которой высокожелезистые фазы мало устойчивы у ликвидуса.

По общей щелочности риолитоиды распределены примерно симметрично (см. рис. 51). Изредка они выходят в весьма низкощелочной и высокощелочной классы. По данным работы [Белоусов и др., 1982], выборочный размах группы в ассоциациях иногда бывает ограничен низкощелочным классом, нередко укладывается в щелочном и в большинстве случаев перекрывает границу низкощелочных и щелочных пород.

В числе факторов, поднимающих щелочность кислых выплавки, следует предполагать прежде всего повышенное содержание кислого плагиоклаза и калишпата в исходных породах, составляющих вместе с квар-

дем основу кислых котектик, а также присутствие других повышенно-щелочных минералов (слюды, щелочные амфиболы, натрийсодержащие пироксены). С этой точки зрения субкислые глубинные породы, тяготеющие к низкощелочным лейкобазитам, и апопелитовые породы — вероятные основные источники низкощелочных кислых магм, а тяготеющие к щелочным лейкобазитам и гранитоидам — главные источники щелочных. Необходимо учитывать возможную избирательную ассимиляцию кислым расплавом легкоплавкой эвтектики (щелочные полевые шпаты с кварцем) из гранитоидов и минералогически сходных пород. Для щелочных, особенно повышеннощелочных, кислых вулканитов обычно можно допускать привнос в расплав щелочей, отделяемых во флюидах щелочнобазальтоидными магмами, которые почти всегда ассоциируются с такими риолитоидами. Повышение уровня щелочности кислых магм правомерно также связывать с более высоким давлением в зоне выплавки, обуславливающим ликвидусную устойчивость кварца.

По молекулярному соотношению натрия и калия максимум пород кислой группы приходится на умереннонатриевый класс (см. рис. 51). Кислая группа в целом отклоняется от эвтектоидных выплавок в сухих или почти сухих системах альбит — ортоклаз — кварц и плагиоклаз — ортоклаз — кварц в сторону преобладания натрия. Это говорит прежде всего о том, что при образовании земных риолитоидов дефицитны котектики с калишпатом. В этих котектиках обычно участвует существенно натриевый плагиоклаз. Крайняя редкость высококалиевых уклонов группы свидетельствует о том, что особенно редка на уровнях магмообразования кварцево-калишпатовая котектика. Натриевое отклонение отражает также присутствие воды, которое сопровождается повышением натриевости кислой выплавки.

Встречающийся высоконатриевый уклон щелочей правомерно связать с плавлением субкислых пород, тяготеющих по минеральному составу к весьма высококалиевым кварцсодержащим лейкобазитам, а умереннонатриевый и калиевый — с плавлением глубинных пород, тяготеющих к гранитоидам. Массы, способные дать калиевые кислые выплавки, могут представлять собой измененные калиевым метасоматозом гранитоиды или минералогически близкие породы.

Относительно выбранной основной границы по  $Al_2O_3$  риолитоиды распределены приблизительно симметрично (см. рис. 51). Низкоглиноземистые щелочные разновидности нередко оказываются агпайтовыми, а высокоглиноземистые низкощелочные — плюмазитовыми. Уклоны группы в региональных ассоциациях варьируют от весьма низко- до весьма высокоглиноземистого. Довольно обычно сонахождение низко- и высокоглиноземистых пород в одной ассоциации.

Повышенные уровни  $Al_2O_3$  прежде всего связаны с вовлечением в расплав наиболее глиноземистой полевошпатовой фазы — плагиоклазов. Существен при этом недавно установленный стехиометрический характер плавления плагиоклаза в кислой системе (см. гл. 2). При умеренно высоких и низких давлениях плагиоклаз всегда избыточен над кислой выплавкой в породах, тяготеющих к лейкобазитам; последние могут быть источником высокоглиноземистых риолитоидов. Глинозем должен быть повышен в выплавках из апопелитовых пород с избыточными алюмокремнеземными и глиноземными фазами; здесь повышена вероятность плюмазитового избытка  $Al_2O_3$ . Для низкоглиноземистых выплавок благоприятным источником представляются разновидности гранитоидов, сиенитов и аналогичных им по составу метаморфитов без плагиоклаза или с кислым плагиоклазом. Вхождение глинозема в кислые выплавки стимулируется высоким давлением (через повышение ликвидусной устойчивости кварца и покисление высокотемпературных плагиоклазов, со смещением низкотемпературной выплавки к дациту). Росту глиноземистости кислых выплавок способствует присутствие воды, приводящее к увеличению в них нормативной суммы полевых шпатов и к снижению ликвидуса кислых составов; последнее усиливает вовлечение в расплав плагиоклаза при разогреве.

Агпайтовые риолитоиды кроме избытка щелочей над глиноземом имеют еще ряд статистических особенностей — экстремально низкий уровень  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $CaO$ , экстремально высокий уровень общей щелочности и железистости [Macdonald, Bailey, 1973]. По меланократовости и содержанию кремнезема они обычно соответствуют риолитам; практически лишены плагиоклаза. Породы эти относительно редки, хотя в некоторых ассоциациях составляют значительную долю кислой группы и даже преобладают в ней (рифт Грегори в Восточной Африке). Обычно они сопутствуют неагпайтовым щелочным риолитоидам, смыкаясь с ними по составу. Их рассматривают чаще всего как дериваты неагпайтовых магм, хотя так же приемлема гипотеза самостоятельного выплавления. В том и другом случае благоприятными следует считать магмы или исходные лейкократовые породы с повышенным валовым содержанием щелочей, невысоким — глинозема и высоким железо-магниевым отношением. Выплавление можно представить из щелочных гранитоидов, из пересыщенных кремнеземом сиенитов или из аналогичных по минеральному и валовому химическому составу метаморфитов (например, продуктов кремнекислотно-щелочного метасоматоза). Мало благоприятны для агпайтовых кислых выщавок субстраты, обогащенные магнием и кальцием, богатые плагиоклазом.

С точки зрения фазовых отношений для образования агпайтовых риолитоидов благоприятны давления порядка 15 кбар и больше, при которых вместо щелочного полевого шпата на ликвидусе устойчивым становится кварц. Избыток щелочей над глиноземом возникает также в результате флюидного привноса в систему щелочей. Допущение о привносе представляется естественным, поскольку агпайтовые риолитоиды ассоциируются либо со щелочнобазальтоидными, либо со щелочносалическими породами (магмами). Благоприятно высокое отношение  $K_2O/Na_2O$  в системе, обуславливающее «ортоклазовый эффект» — высадку глинозема и калия из расплавов с обогащением последних кремнеземом.

Агпайтовые кислые вулканиты принято подразделять на пантеллеритовые и более редкие комендитовые. Эти классы нечетки; в пантеллеритах против комендитов статистически понижены  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ , повышены  $TiO_2$ ,  $FeO'$ ,  $Na_2O$ , сумма щелочей,  $Na_2O/K_2O$ ; оба класса идентичны по содержаниям  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $FeO'/(FeO' + MgO)$ ,  $FeO/(FeO + Fe_2O_3)$  [Macdonald, Bailey, 1973]. Пантеллериты и комендиты встречаются в одних и тех же региональных ассоциациях (давая взаимные переходы) либо раздельно. Комендиты, судя по петрохимии и положению на проекции альбит—ортоклаз—кварц и термометрии бывших расплавных включений в кварце [Наумов и др., 1980], более высокотемпературны, чем пантеллериты. Последние по величине отношения  $Na_2O/(Na_2O + K_2O)$  в среднем около 1,5 [Macdonald, Bailey, 1973] тяготеют к температурному минимуму в системе альбит — ортоклаз — кварц с присадкой калиевого или натрокалиевого метасиликата [Thompson, MacKenzie, 1967]. Принадлежность пантеллеритов к температурному минимуму объясняет их преобладание над комендитами, которые представляются более высокотемпературными выплавками на основе редкой котектики кварца и существенно калиевого шпата.

Повышенный уровень железа и титана в пантеллеритах свидетельствует в пользу того, что железо-титановые фемические фазы их (титаномагнетит, эгирин, щелочные амфиболы, биотит) в основном околосолідусные; это возможно при малом содержании воды и невысокой фугитивности кислорода. Пониженные температуры пантеллеритовых выплавов не обеспечивают заметного вовлечения в расплав высокомагнезиальных минералов.

Из данных работы [Белюсов и др., 1982] следует, что риолитоиды древних платформ, материково-шельфовых плато и открытого океана уклоняются от остальных в сторону повышенной меланократовости, щелочности и железистости, пониженной глиноземистости. В этих же областях чаще встречаются агпайтовые кислые вулканиты. Указанные осо-

бенности состава связаны, видимо, с низким положением фронта кислого магмообразования, которое определяет более высокобарические фазовые отношения (повышенную устойчивость кремнезема и ряда высокоглиноземистых фаз на ликвидусе, усиленный переход в расплав железа и щелочей). При низком положении фронта плавления может локализоваться в телах щелочных субкислых пород среди базитов и ультрабазитов низов коры и даже подкорковых. Эти субкислые исходные породы могут быть продуктом фракционирования базитов и щелочно-кремнеземного метасоматоза. Особенности состава риолитоидов орогенов, внутренних и окраинных морей соответственно объясняются менее высокобарическими условиями выплавления в субкислом этапе коры.

### Щелочносалическая группа

По общей меланократовости эта группа по сравнению с кислой более меланократовая (рис. 52). Преобладают мелатрахитоиды, максимум приходится на класс мелатрахитов — мелафнолитов. Заметно развиты и самые меланократовые разновидности — латиты. Эта особенность, очевидно, связана с существованием низкотемпературных (эвтектоидных) котектик щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов с феррическими силикатами, где доля последних достигает 5—10% при малых давлениях (см. гл. 2). Меланократовый сдвиг трахитоидов позволяет предполагать, что доля феррических силикатов в щелочносалических эвтектоидах не уменьшается и даже возрастает при повышенных и высоких давлениях.

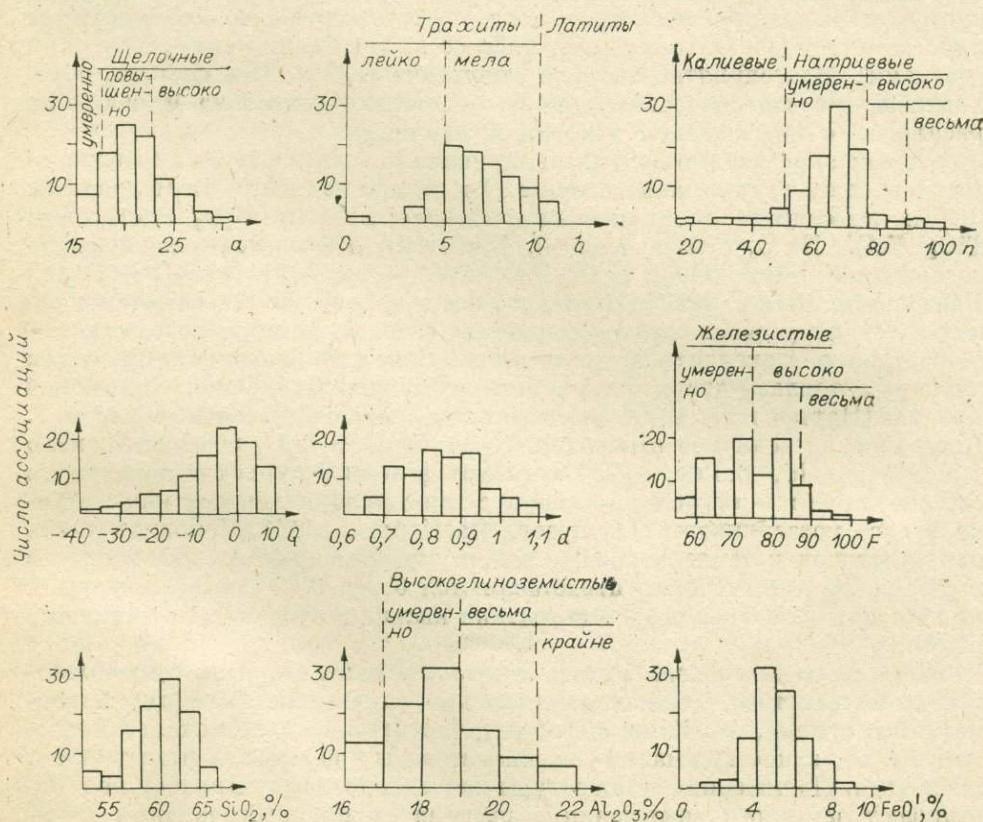


Рис. 52. Распределение петрохимических средних трахитоидной группы (учтено 94 ассоциации [Белюсов и др., 1982]).

$d$  — коэффициент агпаитовости (молекулярное отношение  $d = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ ). Ост. усл. обозн. см. на рис. 46. Учтены ассоциации с числом анализов трахитоидов  $N \geq 5$ .

Примечательно, что фемическая тенденция свойственна больше фонолитам, чем трахитам. Она наиболее проявлена на платформах, где можно предположить предпочтительно более глубокое положение зоны генерации трахитоидов [Белоусов и др., 1982].

Среднее содержание  $\text{SiO}_2$  (близкое к 60%) отражает преобладание щелочных полевых шпатов в котектиках. Более низкие содержания  $\text{SiO}_2$  соответствуют увеличению в них роли фельдшпатоидов и фемических силикатов (пироксены, амфиболы, слюды), а более высокие — повышению роли щелочных полевых шпатов и появлению фаз свободного кремнезема.

Максимум встречаемости пород щелочносалической группы по насыщенности кремнеземом  $Q$  приходится на насыщенные составы, что указывает на суммарное преобладание в котектиках насыщенных кремнеземом минералов (щелочные полевые шпаты, клинопироксены). Пересыщение кремнеземом некоторой части трахитов (кварцевые трахиты) может иметь своим источником скудный кварц в исходных глубинных породах и ассимиляцию кремнезема из боковых пород.

Трахитоиды варьируют от умеренномагмевых до крайне высокожелезистых; не встречено ассоциаций с умеренномагмевым уклоном группы, редок весьма высокожелезистый (о-в Св. Елены). Статистически понижен уровень железистости в геосинклинальных ассоциациях, то же намечается для орогенных [Белоусов и др., 1982]. Последнее может быть сопряжено с высоким теплотокком подвижных поясов, обеспечивающим образование выплавов повышенной магнезиальности. Распределение пород группы почти симметрично относительно границы умеренно- и высокожелезистых составов, как и в кислой группе. Ниже (гл. 6) показано, что железистость трахитоидов отрицательно скоррелирована с содержаниями магния и кальция и, следовательно, связана с фракционированием магнево-кальциевых силикатов, в основном клинопироксена. В щелочносалических магмах, где отсадку кристаллов сильно тормозит высокая вязкость расплава, уровень железистости, возможно, складывается в основном при их выплавке; при этом существенную роль должна играть железистость исходных пород. Трахитоиды укладываются в классы от умеренно- до высокощелочного. Максимум приходится на повышенощелочные породы. Уклоны в ассоциациях варьируют от умеренно- до высокощелочного, умереннощелочной зафиксирован в некоторых комплексах плато, орогенов, геосинклиналей.

Пониженный уровень щелочности и повышенная насыщенность кремнеземом отличает геосинклинальные трахитоиды и, возможно, орогенные. Умереннощелочная тенденция может быть сопряжена с повышенным теплотокком, обеспечивающим выплавку сравнительно высокотемпературных двуполевошпатовых котектик, и с высоким положением фронта плавления, обеспечивающим разгрузку и менее высокобарические отношения фаз.

Умеренно- и повышенощелочные породы группы, как правило, не содержат фельдшпатоидов. Подчиненная роль высокощелочных разновидностей, которые их содержат, свидетельствует о том, что глубинные породы, богатые фонолитовой, недосыщенной кремнеземом составляющей, редки. По-видимому, гораздо больше распространены участки глубинных пород с насыщенной кремнеземом двуполевошпатовой котектикой; они и дают лавы обычных трахитов, несмотря на менее благоприятные температурные и реологические условия их выплавки, отделения и подъема (см. гл. 1, 2).

По соотношению щелочей породы варьируют от умеренно высоконатриевых до крайне высококалиевых, уклоны группы меняются от натриевого до высококалиевого. Калиевые уклоны весьма редки, отмечены на платформе (Патомско-Виллойский авлакоген) и материковом плато (районы Рима и Неаполя). Статистически повышена натриевость в областях материкового сектора, понижена в морском — океаническом секторе. Максимум приходится на умереннонатриевые составы с модой  $n \approx$

≈ 65 мол.%, или около 56% натриевого компонента в весовом выражении. Последняя величина меньше, чем доля натриевого компонента в низкотемпературной зоне ликвидуса при атмосферном давлении, соединяющей фонолитовый минимум и трахитовую седловину в системе нефелин — кальсилит — кремнезем (см. рис. 34). Отклонение компонента в сторону калиевого следует отнести за счет частого присутствия в исходных породах плагиоклаза; наличие анортитового компонента повышает калиевоcть трахитовой выплавки (см. гл. 2). Калиевые трахитоиды и калиевый уклон группы в некоторых ассоциациях можно объяснить существенным содержанием в исходных породах калиевых минералов, в том числе слюд и калийсодержащих амфиболов; инконгруэнтное плавление их способствует обогащению магмы калием и глиноземом.

По содержанию  $Al_2O_3$  породы варьируют от весьма низкоглиноземистых до весьма высокоглиноземистых разновидностей. В первом случае трахитоиды нередко превращаются в агпайтовые, во втором — в фельдшпатоидные. Уклоны группы колеблются от редкого низкоглиноземистого до весьма высокоглиноземистого. Максимум приходится на содержания 18—19%  $Al_2O_3$ , как в щелочных полевых шпатах, что подтверждает их ведущую роль в магмогенезе трахитоидов. Более высокие уровни  $Al_2O_3$  сопряжены с вступлением фельдшпатоидов в котектики при повышении щелочности системы, а более низкие — главным образом с появлением в окколосolidусной котектике кварца при уменьшении щелочности (кварцевые трахиты). Статистические уровни  $Al_2O_3$  в разных типах областей снивелированы.

По показателю агпайтовости  $d$  устанавливается относительно малая роль ассоциаций с недосыщением трахитоидов глиноземом. В гл. 6 будет показано, что агпайтовость трахитоидов сильно скоррелирована с содержанием  $Na_2O$  и слабо — с  $K_2O$ . Агпайтовые разности можно истолковать как выплавки из глубинных пород, содержащих богатые щелочами силикаты (клинопироксен, амфибол) в щелочносалической котектике, либо как продукты обогащения порций магмы щелочами (в основном натрием) за счет привноса с флюидом. Оба механизма могут действовать совместно; высокий общий уровень щелочности магмы благоприятен для образования пересыщенных щелочами участков при диффузии и флюидном перераспределении щелочей. Флюидные включения в минералах высокощелочных трахитоидов и агпайтовых сиенитов обычно содержат хлорид натрия (см. гл. 2).

Агпайтовость может существенно зависеть от фракционирования кристаллов, на что указывают данные по расслоенным плутонам нефелиновых сиенитов. Обеднение расплава глиноземом и кальцием в фонолитах может вызываться высадкой фельдшпатоидов и богатого молекулой Чермака (салитового) клинопироксена у ликвидуса, а в трахитах — высадкой плагиоклаза и клинопироксена.

Статистические отличия трахитоидной группы от кислой по содержанию некоторых компонентов (повышенная натриевоcть, пониженная насыщенность кремнеземом) позволяют полагать, что фронт выплавления щелочносалических магм имеет тенденцию располагаться ниже, чем фронт выплавки кислых, на уровнях с дефицитом кремнезема и калия. По аналогичным соображениям фонолитовые магмы начинают выплавляться, по-видимому, на более глубоких уровнях, чем трахитовые.

## ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ СОСТАВАМИ РАЗНЫХ ПОРОДНЫХ ГРУПП

## СОПРЯЖЕННОСТЬ МЕЖДУ КОЭФФИЦИЕНТАМИ ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ ОКИСЛОВ В РАЗНЫХ ПОРОДНЫХ ГРУППАХ

В табл. 5 приведены оценки линейной связи между коэффициентами вариации содержаний одного и того же окисла для пар ассоциирующихся породных групп по данным работы [Белоусов и др., 1982]. Для каждого окисла в породной группе коэффициенты вариации рассчитаны по формуле  $V = s/\bar{X}$ , где  $s$  — среднеквадратичное отклонение,  $\bar{X}$  — среднее. Коэффициент вариации, как одна из функций от дисперсии, характеризует степень вариабильности (дифференцированности) пород. Статистический анализ сопряженности вариаций для магматических образований в настоящей работе, по-видимому, предпринят впервые.

Примечательно отсутствие значимых отрицательных связей (в том числе между вариациями разных окислов). Этим подтверждается прежде всего, что границы между породными группами не номинальны; при произвольном выборе петрохимических границ должна была бы возникнуть отрицательная корреляция по ряду компонентов из-за неизбежного сужения одной группы при расширении другой.

Теснота связей между коэффициентами вариации в основном мала, изредка умеренна, т. е., по-видимому, контролируется многими разнонаправленными факторами.

Незначимые связи противоречат гипотезе образования салических групп пород за счет фракционирования базальтоидной магмы той же ассоциации, а базальтоидов — за счет пикритоидной магмы. Степень разнообразия составов при прямом фракционировании, вероятно, должна была унаследоваться более регулярно. Однако все-таки положительную связь вариаций можно найти для каждого компонента в той или иной паре породных групп. Общая тенденция такова, что чем дифференцированнее одна породная группа, тем разнообразнее по взятому компоненту и смежная с ней. Объяснить эту тенденцию можно совокупным действием ряда факторов:

1) прямая сопряженность по разнообразию набора пород, вовлекаемых в магмогенез, на разных этажах магматической зоны. Разнообразие магмообразующих пород в региональной магматической зоне на всю ее глубину больше при длительном взрывании литосферного профиля, меньше — в районах его омоложения;

2) прямая сопряженность разных этажей региональной зоны магмогенеза по вариациям режима флюидных и высокоподвижных порообразующих компонентов;

3) массообмен инициальных магм — теплоносителей (пикритоиды, базальтоиды) и вторично выплавляемых магм (некоторых

Таблица 5

Коэффициенты парной корреляции между коэффициентами вариации одноименных окислов в ассоциирующихся породных группах

Коэффициент вариации V для окислов	Коэффициент корреляции r		
	P-B	T-B	B-C
SiO <sub>2</sub>	(0,02)	0,39	(0,26)
TiO <sub>2</sub>	0,35	(0,20)	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	(0,23)	(0,11)
FeO	(0,10)	0,30	(0,29)
MgO	0,29	0,27	(0,11)
CaO	0,26	(0,19)	(0,12)
Na <sub>2</sub> O	0,46	(-0,04)	(0,19)
K <sub>2</sub> O	0,30	(0,23)	0,52
Число ассоциаций	97	68	38
r <sub>0,5</sub>	0,20	0,24	0,31

Примечание. P — риолитоидная, T — трахитоидная, B — базальтоидная, C — субмеллапикритоидная группы; r<sub>0,5</sub> — 95%-ный порог значимости коэффициентов парной корреляции, незначимые коэффициенты взяты в скобки. Число анализов в каждой ассоциации для базальтоидов и риолитоидов N ≥ 10, для субмеллапикритоидов и трахитоидов N ≥ 5.

базальтоидных, салических), особенно в случае смешения магм;

4) прямая сопряженность ареалов магмогенеза по размеру на разных этажах. Чем больше ареал региональной магматической зоны, тем больше разнообразие состава исходных пород, термобарических и флюидных условий генерации магм всех групп;

5) прямая сопряженность магмогенеза на разных этажах региональной зоны по длительности. Более продолжительное существование фемических магм — теплоносителей увеличивает время существования сопутствующих салических магм. То и другое обуславливает большее разнообразие флюидных условий, продвинутый массообмен между магмами, а также более существенное фракционирование магм всех групп.

Изложенный выше материал показывает еще раз, что истолкование степени дифференцированности пород и магм на формационном уровне едва ли можно свести к какой-либо простой физико-химической модели, например к фракционированию одной магмы или группы магм в одном цикле. Необходимо учитывать геологические факторы — пространственные параметры, продолжительность, предысторию системы.

Слабые и даже умеренные положительные связи имеются между вариациями разных окислов в разноименных породных группах (корреляционные таблицы здесь не приводятся). В частности, усиление вариации  $\text{SiO}_2$  в базальтоидах сопровождается повышением разнообразия кислых пород по  $\text{FeO}'$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , т. е. вариации риолитоидов по фемическим компонентам преимущественно усилены в тех комплексах, где базальтоиды варьируют широко (от базальтоидов до андезитов). Положительная сопряженность вариаций разноименных окислов в ассоциирующихся породных группах тоже объясняется перечисленными выше геолого-петрологическими факторами. Редкие значимые отрицательные связи вариаций разноименных окислов истолковать затруднительно.

Сильное преобладание положительных связей (см. табл. 5) помимо петрологических факторов, вероятно, предопределено разным объемом взятых ассоциаций. Чем больше региональный объем ассоциации или опробованной ее части, тем больше физический объем каждой породной группы в ней и тем вероятнее больший разброс состава пород в каждой группе. Этот фактор, очевидно, должен несколько усилить систему положительных связей между разными породными группами по показателям вариабильности, но в основном она объясняется рассмотренными петрологическими причинами.

#### СОПРЯЖЕННОСТЬ МЕЖДУ СРЕДНИМИ СОДЕРЖАНИЯМИ ОКИСЛОВ В РАЗНЫХ ПОРОДНЫХ ГРУППАХ

Давно подмечена положительная сопряженность разных классов магматических пород в природных ассоциациях по содержаниям химических компонентов. Наглядно она выявляется, например, на петрохимических диаграммах А. Харкера, А. Н. Заварицкого. Так, если повышена общая щелочность в базальтах, она обычно повышена и в риолитах той же ассоциации. Такая сопряженность характерна для условно выделяемых классов пород и лежит в основе выделения петрохимических типов магматических серий (щелочных, калиевых и т. п.). Аналогичная сопряженность в ассоциациях вулканитов [Белоусов, 1976; и др.] и плутонических пород наблюдается между породными группами. В этом случае она имеет особый интерес, так как характеризует не тривиальную регрессионную закономерность, а зависимость единиц, имеющих признаки самостоятельности.

По данным работы [Белоусов и др., 1982] нами рассчитаны коэффициенты парной линейной корреляции между средними значениями содержаний окислов для ассоциирующихся породных групп (табл. 6). Учтены только случаи с числом анализов в выборке  $N \geq 10$  для базальтоидной и кислой групп и  $N \geq 5$  для остальных. Отброшены единичные случаи с экстремально высокими значениями средних для уменьшения асимметрии

Таблица 6

Коэффициенты парной корреляции между оценками средних содержаний одноименных окислов в ассоциирующихся породных группах

Компонент	Коэффициент корреляции r				
	P-T	P-B	T-B	T-C	B-C
SiO <sub>2</sub>	0,36	(-0,01)	0,59	0,70	0,81
TiO <sub>2</sub>	0,51	(0,08)	0,30	(0,42)	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,32	(-0,01)	(0,42)	0,36
FeO'	0,68	0,36	0,49	(0,24)	0,51
MgO	0,43	(-0,09)	(-0,02)	-0,44	0,46
CaO	0,49	0,20	0,34	(0,41)	0,46
Na <sub>2</sub> O	(0,25)	0,32	0,47	0,64	0,75
K <sub>2</sub> O	0,75	0,56	0,67	0,73	0,79
Число ассоциаций	36	110	88	20	52
r <sub>0,5</sub>	0,33	0,19	0,21	0,44	0,27

Примечание. Усл. обозн. см. в табл. 5.

распределения. Для пары риолитоиды — базальтоиды из выборки исключены метавулканические комплексы с существенной альбитизацией полевых шпатов.

Некоторые корреляционные оценки в табл. 6 подтверждают, что породные группы самостоятельны и что породы разделены между ними без существенных ошибок. Обратимся к простой модели. Очевидно, при рассортировке промежуточных по химизму пород между двумя смежными группами каждый перенос пробы из одной группы в другую должен изменить выборочные средние содержания петрогенного компонента в обеих группах в одну и ту же сторону (увеличения либо уменьшения). При систематических или частых переносах наблюдалась бы положительная корреляция между выделенными единицами по одному и тому же компоненту. Однако из табл. 6 видно, что не намечается положительной сопряженности в паре риолитоиды — базальтоиды по SiO<sub>2</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub>, а в паре трахитоиды — базальтоиды по Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO. Незначимы по некоторым компонентам связи в парах риолитоиды — трахитоиды и базальтоиды — субмелапикритоиды. Это подтверждает, что рассортировка проб между породными группами сделана в основном удовлетворительно. Между породными группами положительные корреляции фиксируются не только для щелочных, но в принципе и для всех остальных окислов, причем не только между петрохимически смежными, но и несмежными группами (трахитоиды — субмелапикритоиды) (см. табл. 6).

Положительная связь составов разных классов пород в магматических ассоциациях традиционно считается результатом фракционных отношений между этими классами в цикле дифференциации магмы. Действительно, если повышен уровень содержания компонента в исходном классе, это должно по принципу концентрационного равновесия повлечь за собой увеличение содержания данного компонента в смежных классах магматических фракционатов — аккумулятивно-кристаллических либо жидких. Соответствующие эффекты прослеживаются в продуктах экспериментальной кристаллизации искусственных систем и при изучении расслоенных магматических тел. Чем меньше содержание компонента в исходной магме, тем меньше оно во фракционатах (при почти нулевых исходных оно будет близко к нулю и в сколько-нибудь обильных производных жидкостях). Эту закономерность часто формулируют как унаследованность производными магмами (например, кислыми) химических особенностей исходной магмы (например, базальтоидной).

Однако моноциклическое фракционирование магмы, по-видимому, не имеет прямого отношения к связи между средними в разных породных

группах ортомагматитов. Для нее следует искать другие существенные причины. Прежде всего надо учесть возможность унаследования особенностей химизма исходной породы сериями выплавок, которая явствует из соображений, подобных только что высказанным по поводу магмы и её фракционатов. В гл. 2 мы обращали внимание на то, что добавка компонента в исходные экспериментальные смеси способствует обогащению им серии последовательных выплавок. Дефицит компонента в исходной породе обуславливает низкие уровни его содержания во всей серии. Это предопределяет положительную корреляцию между ранними и поздними порциями выплавок. Данные табл. 6 подтверждают, что такая корреляция бывает свойственна компонентам любого положения в ряду плавкости, в том числе магнию.

Таким образом, рассматриваемую корреляцию разных групп пород можно объяснить последовательным плавлением одной глубинной массы, несколько отличной по химизму в разных ареалах выплавления магм. Но далеко не всегда следует предполагать выплавку разных групп магм из одной и той же массы породы. Как отмечено в гл. 1, для реальных магматических ассоциаций правомерна модель магмопроизводящей массы (системы тел) гетерогенного состава.

Выплавление магм сложных ассоциаций, по-видимому, охватывает региональные зоны большой вертикальной протяженности, с локализацией выплавки разных групп магм на частично совпадающих либо обособленных уровнях. Сейчас широко используются модели протяженных и сложных мантийно-коровых зон для объяснения ассоциаций фемических пород с кислыми. Большое совпадение участков генерации правомерно предполагать для пикритоидных и базальтоидной, для трахитоидной и кислой групп магм, меньшее — для базальтоидной группы с салическими. Примечательно, что положительные корреляции регулярнее, почти по всем компонентам выдержаны именно в парах базальтоиды — субмелалпикритоиды и риолитоиды — трахитоиды (см. табл. 6).

При значительном вертикальном протяжении и сложном строении зон магмогенеза положительная корреляция между разными группами магм может быть вызвана тем, что различные зоны имеют статистически разный уровень содержания компонента в магнеобразующих породах. Такие особенности вполне мыслимы для разных зон длительного развития (глубинных разломов и др.), особенно в отношении легкоплавких и высокоподвижных компонентов, повышено склонных к миграции в расплавах и флюидах (калий на мантийном и коровом уровнях, титан на мантийном). Случай, когда в вулканической ассоциации все породные группы характеризуются согласованно повышенным или, наоборот, пониженным уровнем калия, многочисленны, так же как и случаи ассоциаций с повышенным или пониженным уровнем титана во всех фемических группах. Дефицит либо увеличенное содержание компонента в породах разных этажей одной зоны магмогенеза могут быть относительно выдержанными. Сквозная петрохимическая специализация магнеобразующих пород суммирует фракционную предьсторию зоны в процессах магматизма, метасоматоза и т. д.

Прямая сопряженность по легко поглощаемым компонентам кислой котектики — кремнезему, щелочам — может быть усилена при прохождении ассоциирующихся магм в окружении примерно одинакового набора коровых пород данной зоны.

Интенсивность теплотока и декомпрессии, разная в разных региональных зонах, в принципе тоже должна вызывать положительную корреляцию составов разных групп магм, в том числе по тугоплавким компонентам. При интенсивных теплотоке или декомпрессии, вероятно, возникают ряды повышенофемических, повышеномагнезиальных магм, при слабых — наоборот.

Поскольку существенным, если не основным, тепловым источником для выплавки существующих магм служат магмы фемические, различный уровень температур последних в разных зонах также должен вызывать положительную корреляцию составов. Высокотемпературные базальтоид-

ные расплавы повышенной меланократовости и магнезиальности способны инициировать относительно меланократовые и магнезиальные высокотемпературные салческие вылавки, а более низкотемпературные лейкобазальтоидные — нет.

Положительная сопряженность химизма разных групп магм объясняется также различием флюидного режима разных зон, спецификой его внутри отдельной зоны (практически бесфлюидная обстановка, присутствие существенно углекислотного либо водного флюида и т.п.). Так, повышенная обводненность зоны, способствуя плавлению ортопироксена, благоприятна для образования повышеннокремнеземистых и в то же время повышенномагнезиевых ассоциаций субмелалапикритоидов и базальтоидов (бонинитовые серии).

Положительная корреляция может быть усилена прямым смешением магм разных групп. По компонентам с повышенной диффузионной подвижностью в расплаве (щелочи) или с высокой растворимостью во флюидах (щелочи, кремнезем) она может складываться при обмене этими компонентами соседствующих магм. Так, обогащение базальтоидного расплава кремнеземом и щелочами, выделенными с флюидом из кристаллизующейся кислой магмы, предполагается для лампрофиров [В. С. Соболев, 1952].

Повышенными значениями коэффициентов корреляции в табл. 6 выделяется калий. Для этого наиболее крупноионного высокоподвижного компонента должны быть особо характерны активный обмен между разными магмами и сквозная геохимическая специализация магмообразующих пород в пределах зоны.

Таким образом, положительная сопряженность между средними составами разных породных групп в вулканических ассоциациях допускает объяснение с помощью целого ряда факторов, не связанных с фракционированием силикатного вещества какой-либо исходной магмы. Выясняется, что система связей между магмами разных групп по этому веществу закономерна с точки зрения параллельного или последовательного, автономного их формирования под влиянием сквозных особенностей термобарического и флюидного режима выплавления в региональной магматической зоне, сложившегося петрохимического профиля магмообразующих пород, ассимиляции примерно одних и тех же пород коры в этой зоне и массообмена магм. Суммарный эффект сопряженности, оцениваемый коэффициентами парной корреляции по средним, по-видимому, определяется всей совокупностью названных (и, возможно, некоторых других) согласованно действующих факторов.

## Глава 6

### СВЯЗЬ МЕЖДУ СОДЕРЖАНИЯМИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ ВНУТРИ ПОРОДНЫХ ГРУПП

Мы рассмотрим статистическую сопряженность в рамках породных групп между средними содержаниями компонентов, вычисленными для региональных ассоциаций, а также между содержаниями по пробам пород. Средние содержания компонентов используются в корреляционных расчетах впервые. Как отмечалось выше, петрохимические средние по породным группам внутри региональных ассоциаций приближены к средним характеристикам глубинных магм и лучше отражают обстановку фракционирования при выплавлении, а вариации составов в выборках проб пород сохраняют информацию об условиях позднего фракционирования магмы. Сравнение корреляций по петрохимическим средним и по анализам проб может выявить различия, обусловленные сменой фазовых отношений от высоко- к низкобарическим.

## Мелалапикритоидная группа

В гл. 2 мы показали, что выплавление мелалапикритоидов должно всегда идти при ликвидусном избытке оливина. Это подтверждает (см. табл. 7 и рис. 53) и значимая отрицательная корреляция  $MgO$  с остальными породообразующими окислами, кроме  $SiO_2$  и  $P_2O_5$ . Распатанную (незначимую положительную) связь  $MgO-SiO_2$  можно объяснить существенной ролью конгруэнтного плавления ортопироксена (совместно с оливином) при образовании мелалапикритоидных магм тех ассоциаций, где в мелалапикритоидах приподнят уровень кремнезема. Конгруэнтное плавление ортопироксена свидетельствует, в свою очередь, о низкой концентрации воды. Ведущую роль ортопироксена (а не клинопироксена) в формировании повышенных уровней  $SiO_2$  подчеркивает сильная отрицательная корреляция последнего с  $CaO$ . Отрицательная связь  $MgO-FeO'$  подтверждает, что в зоне выплавки мелалапикритоидов у ликвидуса избыточны высокомагние-вые фазы оливин и ортопироксен.

Положительная связка окислов  $CaO-TiO_2-FeO'-K_2O-P_2O_5$  отражает совместное расплавление у солидуса клинопироксена, железотитановых и других относительно низкотемпературных минералов. При необходимом для мелалапикритоидов продвинутом плавлении ультрамафитов все эти компоненты переходят в расплав нацело, поэтому спектр корреляций между ними должен четко унаследовать систему связей в исходных породах, созданную прежними фракционными процессами, в том числе магматическими.

Положительная связь  $CaO-K_2O$  подтверждает вхождение калия в клинопироксен по крайней мере в наиболее высокобарической части зоны выплавки мелалапикритоидов [Shimizu, 1971; Йодер, 1979]. Отсутствие положительной сопряженности кремнезема со щелочами означает, что в зоне выплавления мелалапикритоидов нет еще условий для формирования кремнеземо-щелочного тренда. Еще не выражен щелочно-лейкократовый тренд (нет значимой связи  $a-b$ ).

Корреляция  $b-n$  указывает на повышение натриевости с уменьшением меланократовости магм. Примечательны сильная отрицательная связь  $SiO_2-K_2O$  и положительная  $Q-n$ . Эти тренды, по-видимому, отражают разноглубинный ряд выплавок, начиная от наиболее меланократовых, недосыщенных кремнеземом и калиевых магм кимберлитовых ассоциаций к менее глубинным. Положительная связь  $n-Q$  свидетельствует в пользу того, что калий попадает в расплав в основном из недосыщенных кремнеземом минералов (флогопит, кальсилит). Перечисленные корреляции для показателей, отражающих калиевость, согласуются с предположением, что зона относительного обогащения пород калием сменяется зоной обогащения натрием на высокобарической границе устойчивости плагиоклаза в верхах мантии [Рябчиков, 1982]. Четко выражен щелочно-железистый тренд  $a-F$ , отражающий совместное уменьшение суммы щелочей и железистости в ходе плавления и положительно согласованное изменение этих показателей в исходных массах глубинных пород.

## Субмелалапикритоидная группа

Сходство корреляций по средним с мелалапикритоидами (табл. 7, рис. 53), в том числе для  $MgO$ , позволяет полагать, что субмелалапикритоиды выплавляются из пород с теми же минеральными ассоциациями и что в числе ликвидусных минералов в них присутствует (хотя бы нерегулярно) оливин.

От мелалапикритоидов группа отличается значимым отклонением связи  $SiO_2-Al_2O_3$  в сторону отрицательной, что согласуется с повышенной ролью плавления ортопироксена, а также граната (низкокремнеземистой и высокоглиноземистой фазы) при образовании магм этой группы. Положительная корреляция  $SiO_2-MgO$  подтверждает вклад в образование магм

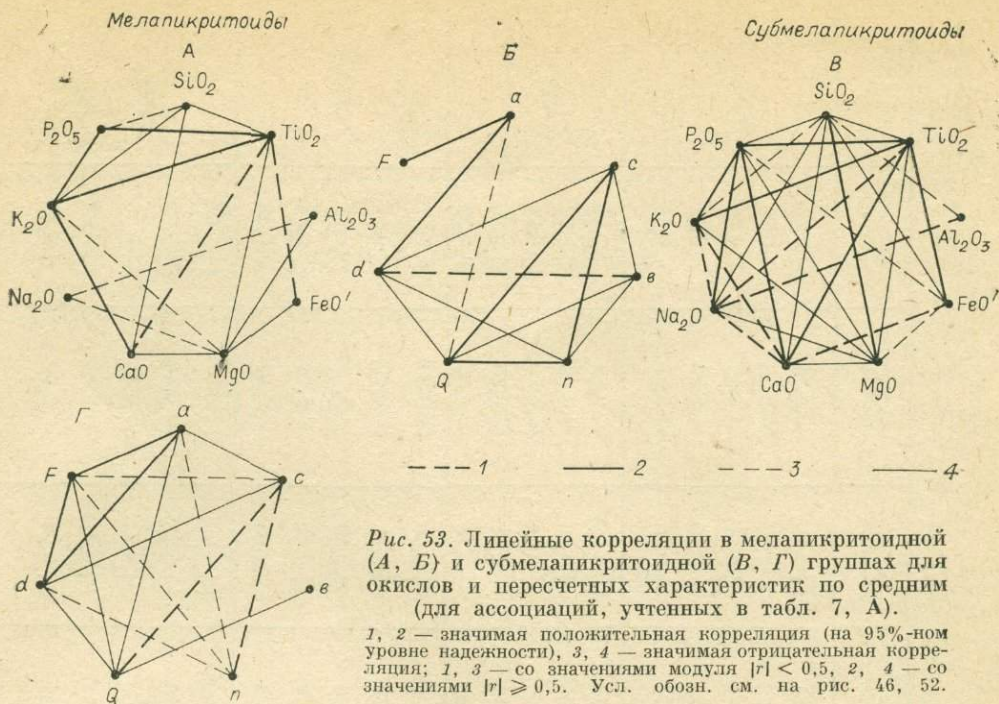


Рис. 53. Линейные корреляции в мелалапикритоидной (А, В) и субмелалапикритоидной (В, Г) группах для оксидов и пересчетных характеристик по средним (для ассоциаций, учтенных в табл. 7, А).

1, 2 — значимая положительная корреляция (на 95%-ном уровне надежности), 3, 4 — значимая отрицательная корреляция; 1, 3 — со значениями модуля  $|r| < 0,5$ , 2, 4 — со значениями  $|r| \geq 0,5$ . Усл. обозн. см. на рис. 46, 52.

конгруэнтного плавления ортопироксена, которое, в свою очередь, указывает на сухие или почти сухие условия.

Расшатанная корреляция  $Al_2O_3-MgO$  (вместо отрицательной в мелалапикритоидах) может указывать на повышенную роль существенно пиропового граната при выплавке субмелалапикритоидов и вместе с тем — на снижение роли избыточного оливина, т. е. на нередкое выплавление субмелалапикритоидов из пород без оливина или без его избытка (пироксенитов, эклогитов). Однако уже отмеченная положительная связь  $SiO_2-MgO$  указывает на то, что при выплавке субмелалапикритоидов едва ли возникает избыток магнезиального граната над клинопироксеном.

Умеренная или сильная отрицательная связь  $SiO_2-CaO$  показывает, что ортопироксен наряду с клинопироксеном нередко участвует в выплавлении субмелалапикритоидов, причем избыток над котектикой может принадлежать любому из этих минералов. Умеренная или сильная отрицательная связь  $MgO-CaO$  подтверждает, что основу минеральных комбинаций, дающих субмелалапикритоидные выплавки, составляют клинопироксен с оливином и другими высокомагниевыми фазами (ортопироксен, существенно пироповый гранат) при избытке на ликвидусе клинопироксена либо высокомагниевой фазы.

Слабая или умеренная отрицательная корреляция  $MgO-FeO'$  (как и в мелалапикритоидах) отражает присутствие фемических минералов разной железистости в зоне выплавки субмелалапикритоидов, а также степень плавления фемических котектик, приводящую к абсолютному обогащению магнием и обеднению железом выплавки при продвинутом плавлении.

Положительная корреляция  $CaO-Na_2O$  свидетельствует, что натрий в расплав поставляют повышеннокальциевые минералы (клинопироксен, плагиоклаз). На заметную роль плагиоклаза указывает положительная связь  $Al_2O_3-Na_2O$ . Плагиоклаз должен быть основным, судя по отрицательной сопряженности  $SiO_2-Na_2O$ . Та же корреляция  $Al_2O_3-Na_2O$  подтверждает, что поставку натрия нельзя отнести, например, только за счет жадитового компонента пироксена. Положительная связь  $CaO-K_2O$  свидетельствует в пользу вхождения калия в клинопироксен в наиболее глубокой части зоны выплавки субмелалапикритоидов.

Разный знак связей в парах  $MgO-TiO_2$  и  $CaO-TiO_2$  подтверждает, что титан переходит в расплав в основном одновременно с клинопироксе-

Линейные корреляции между окислами в породных группах

		$\bar{X}\text{TiO}_2$	$\bar{X}\text{Al}_2\text{O}_3$	$\bar{X}\text{FeO}'$	$\bar{X}\text{MgO}$	$\bar{X}\text{CaO}$	$\bar{X}\text{Na}_2\text{O}$	$\bar{X}\text{K}_2\text{O}$	$\bar{X}\text{P}_2\text{O}_5$	А
		-0,63	(+0,24)	(-0,32)	(+0,24)	-0,81	(+0,05)	-0,74	-0,44	$\bar{X}\text{SiO}_2$
		-0,75	(-0,28)	-0,65	+0,46	-0,73	-0,56	-0,38	-0,76	
		-0,77	+0,49	-0,81	-0,74	-0,72	(+0,01)	+0,23	-0,43	
		-0,27	-0,64	(-0,18)	(-0,11)	-0,54	-0,40	-0,25	-0,22	
		-0,67	-0,75	-0,59	-0,54	-0,74	-0,26	+0,27	-0,44	
$\text{TiO}_2$	—		(+0,01)	+0,35	-0,57	+0,50	(-0,03)	+0,66	+0,84	$\bar{X}\text{TiO}_2$
	—		(-0,04)	+0,63	-0,66	+0,54	+0,46	+0,63	+0,79	
	-145 : 11		-0,60	+0,73	+0,45	+0,35	+0,18	(-0,07)	+0,58	
	-28 : 1		(-0,08)	+0,21	+0,25	(+0,14)	-0,21	+0,20	+0,36	
	-94 : 0		+0,36	+0,58	+0,55	+0,42	+0,14	-0,26	+0,39	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	+8 : 1	—		(+0,15)	-0,58	(-0,08)	+0,40	(-0,20)	-0,07	$\bar{X}\text{Al}_2\text{O}_3$
	—	—		(-0,09)	(-0,14)	(+0,06)	+0,31	(-0,15)	(+0,12)	
	—	-79 : 19		-0,68	-0,59	-0,39	+0,20	+0,23	-0,17	
	-26 : 0	—		-0,46	(-0,15)	(+0,18)	+0,42	+0,24	(-0,13)	
	-105 : 0	+63 : 3		(+0,06)	+0,40	+0,62	(+0,07)	-0,22	+0,26	
$\text{FeO}'$	-8 : 1	+11 : 0	—		-0,55	(+0,20)	(+0,30)	(+0,22)	(-0,06)	$\bar{X}\text{FeO}'$
	-20 : 3	+12 : 1	—		-0,37	+0,36	(+0,18)	(+0,14)	+0,42	
	-196 : 5	+159 : 2	-111 : 13		+0,58	+0,60	+0,23	-0,44	+0,26	
	-36 : 0	+27 : 0	-15 : 1		+0,21	(+0,11)	(+0,11)	-0,22	+0,34	
	-107 : 0	+84 : 1	+48 : 10		+0,39	+0,41	+0,20	-0,40	+0,28	

$\text{MgO}$	—	-12 : 2	-18 : 0	—		-0,51	-0,42	-0,39	(-0,23)	$\bar{X}\text{MgO}$
	-14 : 1	-15 : 1	-26 : 1	—		-0,64	-0,59	-0,58	-0,64	
	-207 : 5	—	-118 : 31	+123 : 34		+0,63	-0,26	-0,39	(+0,04)	
	-32 : 0	+27 : 1	—	+27 : 0		+0,43	-0,36	(-0,15)	+0,37	
	-87 : 0	+66 : 1	+56 : 0	+64 : 1		+0,62	(+0,08)	-0,60	+0,31	
$\text{CaO}$	-13 : 4	+10 : 1	—	—	-20 : 0		(+0,08)	+0,69	(+0,24)	$\bar{X}\text{CaO}$
	—	+11 : 1	—	—	-17 : 1		+0,45	+0,32	(+0,56)	
	-209 : 3	+79 : 36	—	+120 : 33	+167 : 10		-0,45	-0,56	(-0,04)	
	-40 : 0	+33 : 1	—	+28 : 1	+35 : 0		(+0,06)	(-0,17)	+0,32	
	-99 : 1	+74 : 1	+70 : 0	+67 : 0	+70 : 0		(+0,04)	-0,57	+0,30	
$\text{Na}_2\text{O}$	—	—	+8 : 1	—	+8 : 1	—		(+0,02)	(-0,17)	$\bar{X}\text{Na}_2\text{O}$
	—	—	+15 : 2	—	-16 : 0	—		+0,33	+0,68	
	+127 : 8	—	+70 : 36	-112 : 22	-165 : 3	-159 : 3		+0,45	+0,49	
	—	-22 : 2	+12 : 2	-18 : 2	-17 : 0	-18 : 3		-0,41	-0,18	
	-43 : 4	+28 : 5	+29 : 7	+30 : 6	—	—		-0,46	(+0,04)	
$\text{K}_2\text{O}$	—	—	—	—	-10 : 0	—	—	—	+0,58	$\bar{X}\text{K}_2\text{O}$
	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,67	
	+148 : 10	-66 : 37	—	-124 : 19	-175 : 1	-180 : 2	+131 : 8	—	+0,39	
	+14 : 2	-26 : 0	—	-22 : 1	-24 : 1	-28 : 0	-20 : 8	—	(-0,11)	
	+36 : 12	-38 : 5	-33 : 9	-44 : 0	-48 : 1	-58 : 4	-50 : 5	—	(+0,08)	
$\text{P}_2\text{O}_5$	—	+9 : 1	—	—	—	—	—	—	—	
	—	+13 : 0	—	—	-40 : 2	—	—	—	—	
	-56 : 23	+93 : 4	-51 : 21	+65 : 20	-60 : 21	-59 : 30	+60 : 16	-124 : 19	—	
	-23 : 0	+30 : 0	—	+20 : 4	+22 : 0	+23 : 0	-13 : 1	-20 : 1	—	
	-56 : 0	+51 : 1	+40 : 1	+44 : 0	+39 : 0	+38 : 0	+16 : 1	-18 : 3	—	

Примечания: 1. В правой верхней матрице (А) приведены коэффициенты парной корреляции между средними по породным группам, вычисленным для каждой региональной ассоциации — значимые при 95%-ном уровне надежности и незначимые (в скобках). 2. В левой нижней матрице (Б) преобладающий знак значимых парных корреляций, вычисленных по анализам для породной группы в каждой региональной ассоциации, при 95%-ном уровне надежности; указано отношение числа случаев корреляции с данным и противоположным знаками; тире — расщепленные связи. 3. В каждой клетке верхней строки — для меланокрилоидной группы, вторая — для субмеланокрилоидной, третья — для базальтоидной (без метавулканических ассоциаций), четвертая — для трахитоидной, нижняя — для риолитоидной группы. 4. В матрице А число учтенных ассоциаций ( $N_0$ ), 95%-ный порог надежности коэффициента корреляции ( $r_{05}$ ) и число анализов в каждой ассоциации ( $N$ ): верхняя строка —  $N_0=34$ ,  $r_{05}=0,34$ ,  $N \geq 5$ ; вторая —  $N_0=59$ ,  $r_{05}=0,26$ ,  $N \geq 5$ ; третья —  $N_0=267$ ,  $r_{05}=0,13$ ,  $N \geq 10$ ; четвертая —  $N_0=94$ ,  $r_{05}=0,20$ ,  $N \geq 5$ ; нижняя —  $N_0=157$ ,  $r_{05}=0,16$ ,  $N \geq 10$ .

ном, перед плавлением избыточных высокомагниевого фаз, и что поставщиком части титана является клинопироксен. В субмелалапикритоидах сильнее выражена положительная связка окислов, антагонистичных  $MgO$  и  $SiO_2$ . Так как роль оливина при выплавке субмелалапикритоидов ослаблена, положительная связка  $TiO_2-FeO'-CaO-Na_2O-K_2O-P_2O_5$  может отражать согласованную концентрацию этих компонентов в исходных породах.

В отличие от мелалапикритоидов появляется сильная отрицательная связь  $a-c$ , служащая признаком конкуренции между анортитовым и щелочнополевошпатовым (судя по положительной связке  $c-n$  альбитовым) компонентами. Она свидетельствует об усилении роли плагиоклазов в выплавке субмелалапикритоидов, при сохранении, однако, роли высокобарических клинопироксенов, обогащенных щелочами. Примечательна отрицательная корреляция  $Q-F$ , которая подтверждает, что насыщенность кремнеземом зависит от конгруэнтного плавления ортопироксена (в глубинных ультрамафитах он низкожелезистый). Как и в мелалапикритоидах, не выражен калийно-щелочной тренд ( $a-b$ ), но в отличие от них отчетлив щелочно-железистый ( $a-F$ ). Последний может отражать разную степень плавления исходных пород и разную обогащенность их железом и щелочами.

### Базальтоидная группа

Большая статистическая выборка ассоциаций [Белоусов и др., 1982] дает возможность рассмотреть корреляционные зависимости по средним для этой группы не только в целом, но и при разных уклонах меланократовости и щелочности.

По меланократовости мы сравним две подвыборки: с мезо- и меланократовым и с лейкобазальтоидными уклонами. По щелочности сопоставим тоже две выборки — с пониженной щелочностью (случаи с оценками средних для характеристики  $a$ , по А. Н. Заварицкому,  $\bar{X}_a \leq 10$ ) и с повышенной щелочностью ( $\bar{X}_a > 10$ ). Пересчетные характеристики (по А. Н. Заварицкому и др.) для каждой ассоциации были вычислены по средним содержаниям окислов. Результаты расчетов корреляций отражены в табл. 7 и на рис. 54, 55.

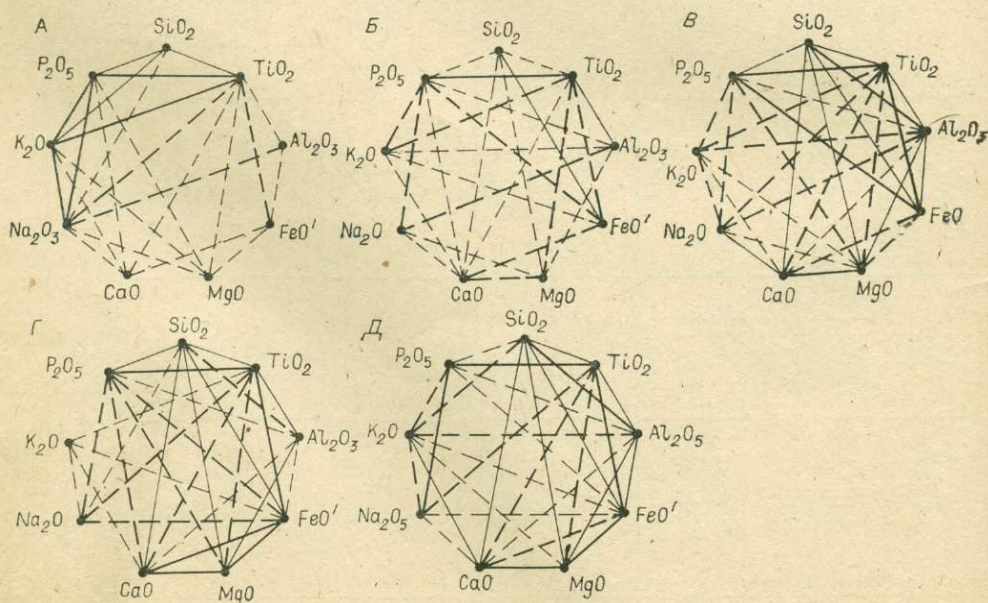


Рис. 54. Линейные корреляции в базальтоидной группе для окислов по средним. А — при мезо- и мелабазальтоидных уклонах группы, Б — при лейкобазальтоидных уклонах, В — в выборке с меньшей щелочностью, Г — в выборке с большей щелочностью, Д — в сводной выборке. Усл. обозн. см. на рис. 53.

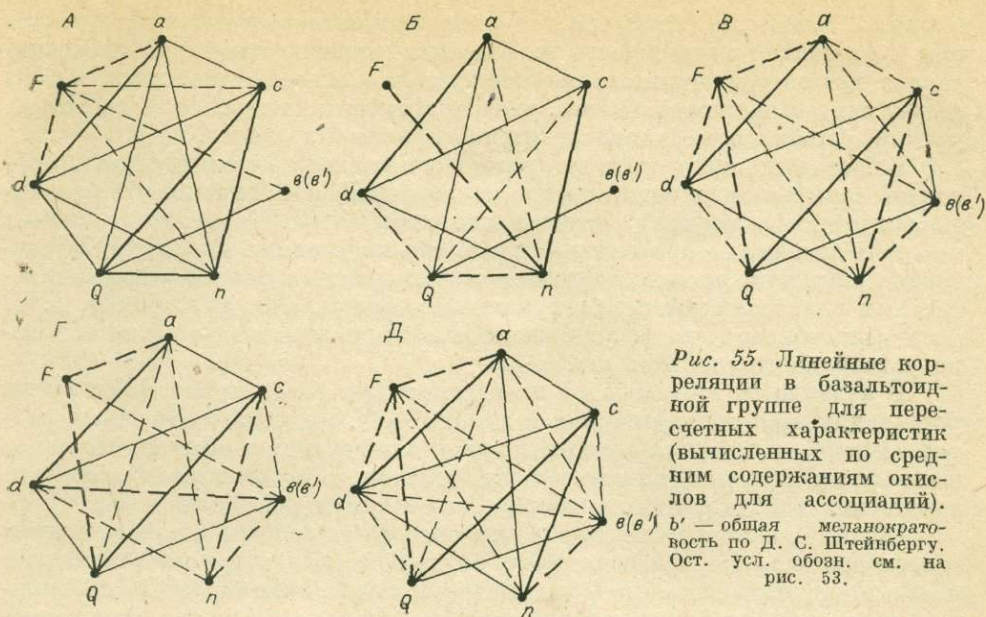


Рис. 55. Линейные корреляции в базальтоидной группе для пересчетных характеристик (вычисленных по средним содержаниям окислов для ассоциаций).  
*b'* — общая меланократовость по Д. С. Штейнбергу. Ост. усл. обозн. см. на рис. 53.

При сравнении рис. 53 и 54 видно, что в базальтоидной группе в отличие от пикритовидов оформлена положительная связка салических компонентов  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$ . Она отражает участие полевых шпатов и жадеитового компонента пироксена в выплавке базальтоидов. С точки зрения кристаллохимии возможность положительной корреляции  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  при высоких и умеренных давлениях повышена в связи с частичным переходом алюминия из четверной координации, как у кремния, в шестерную [Маракушев, 1979а; Белов, 1981; и др.]. Глинозем здесь превращается из конкурента в «напарника» кремнезема. Положительная связь  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  указывает на то, что при выплавлении базальтоидов гранат не является избыточным минералом (в противном случае следовало ожидать отрицательную корреляцию этих окислов). *при высоких давлениях Si-Al*

Умеренные или сильные корреляции  $\text{SiO}_2\text{—MgO}$ ,  $\text{SiO}_2\text{—CaO}$  (отрицательные) и  $\text{MgO—CaO}$  (положительная) по средним в общей выборке базальтоидов подтверждают ведущую роль клинопироксена в качестве ликвидусного минерала при генерации базальтоидов. При простом котектическом плавлении клинопироксена и граната (в эклогитовой зоне) отторжение избытка клинопироксена должно было бы обеднить расплав кремнеземом, так как гранат обеднен последним. В этих условиях формирование отрицательных связей  $\text{SiO}_2\text{—MgO}$  и  $\text{SiO}_2\text{—CaO}$  в расплаве было бы невозможно. Указанные отрицательные корреляции могут поддерживаться инконгруэнтным (реакционным) плавлением ортопироксена и плавлением плагиоклаза в зоне сосуществования его с гранатом и выше. Так или иначе, роль конгруэнтного плавления граната при образовании базальтоидных магм ограничена либо затуплена.

Умеренный антагонизм  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—CaO}$  по средним в сводной выборке базальтоидов означает, что в зоне выплавления глинозем и кальций склонны концентрироваться раздельно, в разных минералах (малокальциевый гранат и повышеннокальциевый клинопироксен; плагиоклаз и клинопироксен). Невысокая теснота связи указывает на участие при выплавлении базальтоидов плагиоклазо-клинопироксеновой котектики, в которой кальций фракционируется слабо.

Положительная связь  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}$  согласуется с совместным поступлением натрия и глинозема в базальтоидные расплавы за счет жадеитового компонента пироксена, плагиоклаза и натриевых алюмосиликатов. Слабость связи объясняется тем, что существенными поставщиками глинозема в расплав также могут быть безнатриевые минералы — гранат,

шпинель, слюды, а также тем, что сохраняется повышенная диффузионная и флюидная подвижность натрия при разных давлениях. В базальтоидах исчезает положительная корреляция  $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$  по средним. Это может свидетельствовать о том, что зона их выплавки не опускается на уровни устойчивости калийсодержащего клинопироксена.

В базальтоидной группе по средним улавливается в отличие от пикритовидов салическо-щелочной тренд, аналогичный наблюдаемому в базальтоидах и кислых породах региональных ассоциаций. Корреляция  $b(b')-a$  не очень тесная, но она подтверждает, что на уровнях выплавки базальтоидов заметную роль приобретает концентрация щелочей в низкоплотностных салических минералах (полевые шпаты, фельдшпатоиды), т. е. зона магмообразования находится частью выше эколгитовой фации, в зоне устойчивости плагиоклаза.

В отличие от пикритовидов по средним для рассматриваемой группы устанавливается отрицательная связь  $b(b')-F$ . Ее можно объяснить разной степенью плавления исходных пород (с переходом в расплав все менее железистых фракций минералов при продвинутом плавлении), отчасти же должна унаследовать химические особенности исходных пород.

Общая меланократовость  $b(b')$  положительно связана с показателем  $n$  (натриевостью), что отражает частичное вхождение натрия в отличие от калия в окологлицидные фракции минералов (клинопироксен, плагиоклаз) при выплавке базальтоидов. Сохраняется положительная, как в пикритовидах, но более слабая связь  $a-F$  (щелочно-железистый тренд). В базальтоидной группе появляется положительная корреляция  $Q-F$  (кремнеземно-железистый тренд) вместо отрицательной, которая свидетельствует об околосилицидном совместном плавлении повышенножелезистых фемических минералов с насыщенными кремнекислотой салическими (плагиоклаз и др.) и иногда со свободным кремнеземом. Изменению знака связи может способствовать плавление гиперстена вместо магнезиальных ортопироксенов.

Сильные отрицательные корреляции  $a-n$  и  $d-n$  означают, что средние уровни суммарной щелочности зависят в основном от вариаций калия. Переход практически всего калия в расплав из калиевых минералов вблизи солидуса, по-видимому, определяет соотношение между щелочами в большей мере, чем длительный переход в расплав менее дефицитного натрия, избыток которого может остаться в ликвидусных фазах (клинопироксене, плагиоклазе).

Отрицательная корреляция  $a-n$  не противоречит предположению о согласованном повышении общей щелочности и калиевости фемических силикатных выплавов с глубиной (повышением давления), которое к настоящему времени имеет разные геолого-петрографические, физико-химические и экспериментальные подтверждения. Оно согласуется и с вероятным увеличением относительной калиевости пород в верхах мантии с глубиной, вниз от зоны устойчивости плагиоклаза [Рябчиков, 1982]. Однако существует положительная сопряженность  $b(b')-n$  по средним, т. е. более калиевые выплавки по преимуществу более лейкократовые. Эта особенность объясняется тем, что фронт генерации базальтоидов часто поднимается в зону устойчивости плагиоклаза, где снизу вверх, на переходе к коре вновь должно повышаться калиево-натриевое отношение в магмообразующих породах. Здесь вероятно эффективная выплавка лейкобазальтоидов.

Отрицательная связь  $F-n$ , т. е. с калиевостью положительно сопряжена и железистость. Корреляции показателя  $n$  подтверждают, что уровень калиевости базальтоидных магм подготовлен в заметной мере в прошлых циклах магматического фракционирования в салическом и железистом направлении, с фиксацией калия в глубинных породах. Отрицательная корреляция  $F-n$  свидетельствует, что калий поступает в основном за счет плавления фемических минералов повышенной железистости.

Обратимся к спектру корреляций по средним для базальтоидов разных уклонов. Здесь берутся совокупности, отсеченные по искусственным

границам, и оценки корреляций в той или иной мере зависят от способа проведения границ. Мы рассмотрим те особенности корреляций по уклонам, которые поддаются петрологическому истолкованию.

При мезо- и мелабазальтоидных уклонах отсутствует положительная салическая связка  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$  (см. рис. 54), как в субмелапикритоидах. Корреляции  $\text{SiO}_2$  со щелочами даже отрицательны и, по-видимому, соответствуют ряду составов магм от менее щелочных и более кремнеземистых к более щелочным и менее кремнеземистым с ростом глубины. Это та же закономерность, что и у пикритоидов.

В мезо- и мелабазальтоидах отрицательны связи по средним  $\text{MgO—FeO}'$ ,  $\text{CaO—FeO}'$ ,  $\text{TiO}_2\text{—MgO}$ , незначима связь  $\text{MgO—CaO}$ , т. е. здесь, как и в пикритоидах, еще не оформилась положительная фемическая связка  $\text{MgO—CaO—FeO}'\text{—TiO}_2$ , характерная для лейкобазальтоидов и более салических пород (см. ниже).

Незначимость связей  $\text{SiO}_2\text{—MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—MgO}$  по средним в мезо- и мелабазальтоидах, отсутствие сильной отрицательной корреляции  $\text{MgO}$  с  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}'$  свидетельствуют, что выплавление этих магм идет в основном за счет глубинных пород без избытка оливина — субультрамафитов и базитов. Это хорошо согласуется с экспериментальными данными об отсутствии оливина на ликвидусе базальтоидов при высоких давлениях. Распатанность связей  $\text{SiO}_2$  с  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}'$ , а также  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  (в отличие от лейкобазальтоидов) соответствует котектическому плавлению глиноземистого клинопироксена и умереннопроповых гранатов и (или) основных плагиоклазов, при котором  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  не могут сильно фракционироваться между расплавом и кристаллическим остатком.

Распатанная связь  $\text{MgO—CaO}$  (отсутствие положительной корреляции) объясняется существенным содержанием кальция в главных минералах котектик, дающих мела- и мезобазальтоидные выплавки, — клинопироксене, гранате, основном плагиоклазе. Так как в котектиках клинопироксена с гранатом или плагиоклазом первый всегда богаче магнием и кальцием, чем расплав, связь  $\text{MgO—CaO}$  может остаться слабо положительной или распатанной даже при плавлении избыточного клинопироксена.

В отличие от пикритов в мезо- и мелабазальтоидах по средним проявлены, хотя и не сильно, тренды  $b(b')\text{—}F$ ,  $a\text{—}F$ . Сильные положительные корреляции  $n\text{—}Q$  и  $c\text{—}Q$  свидетельствуют, что повышение насыщенности мезо- и мелабазальтоидных выплавок кремнеземом определяется в основном присутствием плагиоклаза в зонах выплавления, т. е. тем, что зона выплавления пересекает границу фазового перехода гранат — плагиоклаз.

При лейкобазальтоидных уклонах выражена фемическая положительная связка  $\text{MgO—CaO—FeO}'\text{—TiO}_2$ , компоненты которой отрицательно сопряжены с салическими  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , кроме некоторых пар с распатанной связью (см. рис. 54). Однако салические компоненты еще не оформлены в положительную связку, только  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}$  скоррелированы слабо положительно. Появление отрицательной корреляции  $\text{SiO}_2$  с  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}'$ ,  $\text{TiO}_2$  подтверждает предположение о присутствии в некоторых местах выплавки лейкобазальтоидов свободного кремнезема (кварцевые эклогиты, кварцсодержащие базитовые гранулиты). Кварц может плавиться в околосолидусной котектике со средним или кислым плагиоклазом. Отрицательную корреляцию  $\text{SiO}_2$  с  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}'$  способно наводить также инконгруэнтное плавление бртопироксена.

Отрицательные связи  $\text{MgO}$  с  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  подтверждают, что повышенномагниевого силикаты (пироксены, амфиболы) обычны в качестве избыточных при выплавке лейкобазальтоидов, хотя иногда избыточен основной плагиоклаз, о чем свидетельствует отрицательная связь  $\text{CaO}$  с  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и положительная с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Несущественную корреляцию  $\text{MgO—FeO}'$  можно объяснить тем, что лейкобазальтоиды выплавляются в основном из пород, небогатых высокомагниевыми минералами, ввиду чего даже околολиквидусные темноцветные (пироксены) могут иметь повышенную железистость. Так или иначе,

фракционирование железа относительно магния, характерное для фемических магм, при выплавлении лейкобазальтоидов затухает.

Отрицательная (до сильной) связь  $\text{SiO}_2\text{—FeO}'$  свидетельствует, что железо поступает в лейкобазальтоидные расплавы в основном за счет низкремнеземных повышеножелезистых фракций минералов (гранат, слюды, амфиболы, железотитановые окислы). Некоторый вклад, возможно, вносит инконгруэнтное плавление гиперстена.

Незначимые корреляции  $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$  по средним согласуются с предположением о поступлении как натрия, так и калия в лейкобазальтоидную магму из минералов разной кремнеземистости. Утрата антагонизма кремнезема со щелочами, характерного для мела- и мезобазальтоидов, свидетельствует о том, что фронт выплавки лейкобазальтоидов бывает сдвинут выше, возможно, в низы коры, где правомерно предполагать согласованный рост указанных компонентов вверх по разрезу.

Специфическая для лейкобазальтоидов положительная связь  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—CaO}$  объясняется в основном тем, что основной плагиоклаз нередко присутствует на ликвидусе в зоне выплавления, а также вариациями содержания воды. С ростом примеси воды повышается содержание плагиоклазового компонента в базальтоидной выплавке (см. гл. 2). Отрицательная корреляция  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O}$  (вместо положительной в паре  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}$ ) позволяет говорить о большой роли в поставке калия сравнительно низкоглиноземистых фемических минералов (слюды, калиевые амфиболы). Для натрия основным источником правомернее считать плагиоклаз, т. е. предполагать выплавление лейкобазальтоидов преимущественно в зоне устойчивости плагиоклаза, а не в эклогитовой.

Положительная корреляция  $\text{TiO}_2\text{—MgO}$ , отрицательная  $\text{TiO}_2\text{—CaO}$  и распатанная  $\text{TiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$  позволяют считать, что в зоне выплавки лейкобазальтоидов титан переходит в расплав на всем интервале плавления и даже несколько интенсивнее у ликвидуса, т. е. для титана, как и для железа, околосolidусная концентрация в выплавках здесь ослаблена. Концентрация  $\text{TiO}_2$  в выплавке должна существенно зависеть от его содержания в исходных породах.

В базальтоидах с низкощелочной тенденцией положительная связь  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O}$  (см. рис. 54) может означать, что поступление щелочей в выплавку ощутимее всего зависит от содержания в исходных породах стехиометрически плавящихся алюмосиликатных компонентов (альбитового в плагиоклазе и анортклазе, жадеитового в клинопироксене, ортоклазового в санидине). Сопряженность поступления глинозема и щелочей с этими легкоплавкими компонентами подтверждается отрицательной связью щелочей с тугоплавкими  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ .

В базальтоидах со щелочной тенденцией связи  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O}$  по средним незначимы, так же как  $\text{MgO—Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO—K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO—Na}_2\text{O}$ , т. е. от низкощелочных базальтоидов связи уклоняются в сторону положительных. Это следует объяснить более сложной обусловленностью поступления щелочей в расплав, с возможным плавлением силикатов щелочей, фемических щелочных минералов (клинопироксен с жадеитовым компонентом, слюда, амфиболы). Корреляция  $\text{Na}_2\text{O—FeO}'$  слабо положительна, а  $\text{K}_2\text{O—FeO}'$  отрицательна, так же как  $\text{K}_2\text{O—CaO}$ . Связи для  $\text{K}_2\text{O}$  согласуются с поступлением его в расплав за счет низкожелезистой и бескальциевой фазы (флогопит), а для натрия — за счет более железистых фракций силикатов (клинопироксен, амфибол). Улавливаемый по корреляциям окислов вклад натрийсодержащего клинопироксена согласуется с обычно предполагаемой большей глубиной выплавки щелочных базальтоидов по сравнению с низкощелочными. Любопытно, что калий по средним коррелируется не положительно, а отрицательно не только с железом, но и с титаном, т. е. в щелочных базальтоидах нет положительно согласованного накопления этих элементов.

Только в щелочных базальтоидах впервые среди фемических вулканитов возникает антагонизм между натрием и калием по средним в связи с тем, что щелочобазальтоидные выплавки насыщены или близки к насы-

щению щелочами. Предел насыщения (устойчивого вхождения в расплав) для щелочей при высоких давлениях понижен в связи с уменьшением содержания четверного алюминия, «разрыхляющего» кремнекислородный каркас и позволяющего удерживаться в расплаве крупноионному калию [Белов, 1981; и др.]. Устойчивое вхождение в расплав менее крупноионного натрия тем меньше, чем больше вошло в расплав калия; избыток натрия и кальций вытесняются в ликвидусные минералы (клинопироксен, плагиоклаз). Система корреляций  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  подтверждает этот механизм.

Положительная корреляция по средним между общей щелочностью  $a$  и количеством неполевощпатовой извести  $c'$  (при отрицательной в низкощелочных базальтоидах) согласуется прежде всего с кальциевой (салитовой) тенденцией низкobarических клинопироксенов при повышении щелочности пород. Подобная тенденция для высоко- и умереннобарической частей зоны устойчивости плагиоклаза определяется пониженной его анортитовостью и вытеснением кальция в клинопироксен. Вытеснение кальция в избыточный натрийсодержащий клинопироксен, как уже отмечалось, свойственно щелочным базальтоидам и в эфлогитовой зоне. Связь  $a-c'$  в щелочных базальтоидах, таким образом, согласуется с фазовыми отношениями зоны, смещенной вниз от зоны выплавки низкощелочных.

Специфична для щелочных базальтоидов положительная связь  $b(b')-d$ . Она еще раз подтверждает, что повышенное насыщение щелочами складывается уже в зоне выплавки (уменьшаясь вверх). Указанная корреляция, по-видимому, отражает спад содержания глинозема в исходных породах с глубиной. Примечательна незначимая корреляция  $b(b')-a$  по средним в щелочных базальтоидах, при обычной отрицательной в низкощелочных.

Таким образом, детальный разбор корреляций по петрохимическим средним подтверждает выплавку базальтоидов в основном из пород без избыточного оливина, с клинопироксеном в качестве главной ликвидусной фазы, т. е. из пород, тяготеющих по валовому составу к субультрамафитам и базитам. Это, в свою очередь, согласуется с предположением о продвинутом плавлении пород при образовании базальтоидов. В глубинной зоне их выплавки, судя по корреляциям средних, фазовые отношения еще не обеспечивают сильного салического-щелочного сдвига составов при разных степенях плавления. Кроме ослабленной роли оливина, причиной этого служит угнетенное развитие салических щелочных алюмосиликатов при больших давлениях. Не сильно проявлено совместное фракционирование железа и щелочей. Подтверждается влияние вариаций валового состава магмопроизводящих пород (в том числе вертикальной зональности составов) и смены минеральных ассоциаций от клинопироксен-гранатовой к плагиоклазсодержащим.

### Трахитоидная группа

По средним кремнезем скоррелирован отрицательно с большинством других окислов (см. табл. 7; рис. 56). Незначимые связи с  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}'$  указывают на малую фракционную роль магниевых силикатов и окислов железа. Наиболее заметные (до умеренно сильных) связи  $\text{SiO}_2$  с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и общей щелочностью свидетельствуют, что уровень кремнезема в трахитоидной группе каждого комплекса предопределен соотношением в котектиках фельдшпатоидов и плагиоклаза, с одной стороны, и щелочного полевого шпата, с другой. Довольно заметен суммарный фракционный вклад феррических минералов, включая кальциевые (отрицательная корреляция кремнезема с общей меланократовостью). Наиболее ощутима роль клинопироксена ( $r = -0,61$  для пары  $\text{SiO}_2-c'$ ).

Умеренно сильный антагонизм в парах  $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2-\text{CaO}$  указывает на то, что содержание в расплавах кремнезема в сравнимой степени зависит от вклада разных сравнительно низкокремнеземистых минералов (фельдшпатоиды, средние плагиоклазы, клинопироксен).

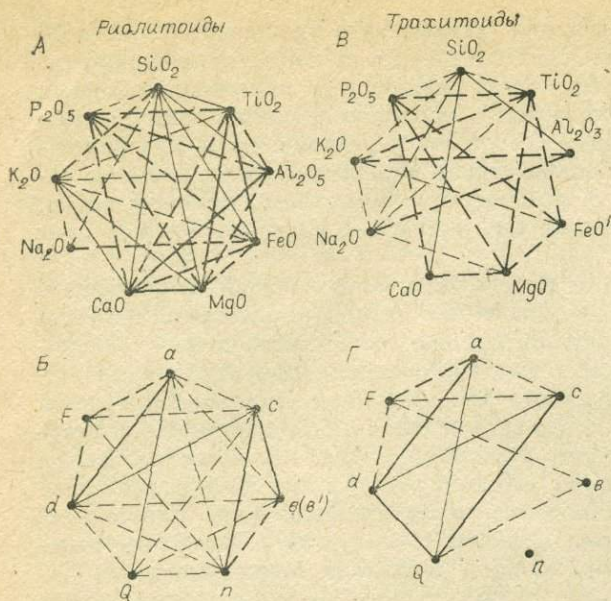


Рис. 56. Ливейные корреляции в риолитоидной (А, Б) и трахитоидной (В, Г) группах для окислов и пересчетных характеристик по средним (для ассоциаций, учтенных в табл. 7, А).

Усл. обозн. см. на рис. 53.

$Al_2O_3$  скоррелирована положительно с общей щелочностью,  $Na_2O$  и  $K_2O$  и отрицательно с  $SiO_2$ . Отрицательная корреляция  $Al_2O_3-SiO_2$  согласуется с совместным трендом этих элементов в низкотемпературной зоне, соединяющей гаплофолитовый минимум и гаплотрахитовую седловину системы нефелин — кальсилит —

кремнезем (см. рис. 34). Корреляция объясняется вариациями состава исходных пород и изменением отношения полевых шпатов и фельдшпатоидов в котектиках при меняющемся термобарическом и флюидном режимах. Средний уровень  $Al_2O_3$  в трахитоидах каждой ассоциации, по-видимому, не определен существенно фракционированием богатых магнием и кальцием минералов — корреляции его с этими элементами незначимы.

$MgO$  имеет положительную связь с  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ . Титан и фосфор, вероятно, плавятся в основном вместе с кальциево-магниевыми силикатами. Примечательны распатанные связи  $MgO$  с силикатными окислами — незначимые с  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , слабая с  $Na_2O$ . Это говорит прежде всего об отсутствии на ликвидусе трахитоидов высокомагниевого силиката, которые способствовали бы формированию отрицательных корреляций.

$CaO$  умеренно или сильно сопряжена с общей меланократовостью  $b$ , подобно  $MgO$  и  $FeO'$ , но в отличие от последних не имеет заметной корреляции с  $Na_2O$  и  $a$ . Значит, фракционирование кальциевых фаз мало влияет на средний уровень щелочности трахитоидов каждой ассоциации. Это свидетельствует против того, что щелочносиликатные магмы представляют собой продукт прямого фракционирования базальтоидной путем удаления из нее клинопироксена и плагиоклаза.

$Na_2O$  имеет положительную корреляцию с  $Al_2O_3$  и отрицательную с  $K_2O$ , т. е. она поступает в расплав, вероятно, в основном из высоконатриевых алюмосиликатов. Последние, по-видимому, как правило бескальциевые (натровый анортотлаз, нефелин) и малокальциевые (кислый плагиоклаз), поскольку связь  $Na_2O-CaO$  распатана. Умеренно сильная отрицательная связь  $Na_2O-SiO_2$  свидетельствует о значительной роли нефелина и меняющихся его соотношений с натриевым полевым шпатом в котектиках. Отсутствие заметной корреляции  $Na_2O-CaO$  означает, что при плавлении пород, богатых щелочносиликатной составляющей, отсутствуют высокоанортитовые и мало участвуют средние плагиоклазы.

Калий положительно скоррелирован с  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  и отрицательно с  $SiO_2$ ,  $FeO'$ ,  $Na_2O$ , что может означать вхождение его в расплав существенно за счет инконгруэнтного плавления слюд, с образованием щелочной высокоглиноземистой жидкости. Отсутствие положительной сопряженности  $K_2O$  и  $SiO_2$  с  $F$  подтверждает, что средние уровни  $K_2O$  и  $SiO_2$  в трахитоидной группе региональных комплексов мало зависят от фракционной кристаллизации в данном магматическом цикле. Отсутствие совместного накопления  $K_2O$  и  $Na_2O$  (корреляция отрицательная) отражает малую в

общем роль низкощелочных минералов при формировании трахитоидных магм.

В трахитоидной группе явно хуже, чем в базальтоидной, выражены отрицательные корреляции между связкой главных фемических окислов ( $\text{FeO}'$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ) и салических окислами ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ). Это, по-видимому, вызвано немонотонным изменением температуры и, следовательно, степени плавления фемических минералов в поле трахитоидных котектик; температура растет от фельдшпатоидно-полевошпатового термического минимума как в сторону увеличения содержания глинозема и щелочей и понижения кремнезема, так и в обратном направлении (см. рис. 34, 36). Со снижением средней меланократовости несколько возрастает железистость (слабая корреляция  $b-F$ ), но не меняется общая щелочность. Последнее объясняется только что отмеченным немонотонным изменением температуры щелочносалических котектик.

Железистость  $F$  имеет весьма сильную отрицательную связь с  $\text{MgO}$ , умеренную отрицательную с  $\text{CaO}$ , незначимую с  $\text{FeO}'$ , положительную — с  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $d$ . Спектр связей отвечает предположению, что трахитоиды образованы при плавлении ряда пород с согласованно повышающимися железистостью, содержанием натрия и агаитовостью; этот ряд может быть образован в основном в результате последовательного обеднения кальциево-магниевыми силикатами (клинопироксен, роговая обманка). Неожиданно слабая (незначимая,  $r = 0,18$ ) связь между средними  $\text{FeO}'$  и  $F$  объясняется меньшей изменчивостью средних  $\text{FeO}'$  по сравнению с  $\text{MgO}$  (коэффициент вариации  $s/\bar{X}$  в первом случае 0,24, во втором 0,47).

Общая щелочность  $a$  не обнаруживает значимой зависимости от доли натрия  $n$ . Положительная связь  $a-F$  свидетельствует о предпочтительном вхождении минералов повышенной железистости в более низкотемпературные котектики — котектики с фельдшпатоидами. Содержание анортитового компонента  $c$  по средним положительно связано с  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $Q$ , отрицательно с  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $F$ , незначимо с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Все это указывает на заметное вовлечение в расплав плагиоклаза совместно с кальциево-магниевыми силикатами при более высоких температурах выплавления трахитов, чем в фonoлитовом минимуме.

У доли натрия  $n$  практически нет значимых связей с другими главными составляющими, кроме щелочей. Распаянность связей, по-видимому, обусловлена способностью натрия и калия входить в широкий набор минералов на глубинах магмообразования, а также повышенной диффузионной и флюидной подвижностью щелочей.

Насыщенность кремнеземом  $Q$  имеет умеренные и сильные отрицательные корреляции с  $a$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , слабую отрицательную с  $\text{K}_2\text{O}$ . Это согласуется с ориентировкой фonoлитово-трахитоидной низкотемпературной зоны плавления в системе нефелин — кальсилит — кремнезем (см. рис. 34). Намечающаяся положительная связь  $Q-\text{MgO}$  ( $r = 0,16$ ) соотнобразуется с более высокой температурой плавления насыщенных кремнеземом трахитоидных составов против фonoлитовых. Положительная связь  $Q-c$  увязывается с тем, что в трахитовой зоне составов насыщенная кремнеземом магмообразующая котектика обычно состоит из кислого плагиоклаза и калишпата.

Агаитовость трахитоидной группы по средним не зависит заметно от общей меланократовости, положительно связана с  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $a$ ,  $F$ , отрицательно с  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $Q$ . Этот спектр связей в какой-то мере зависит от снижения температуры плавления при избытке щелочей, которое уменьшает переход в расплав тугоплавких магнийсодержащих фаз как при низких, так и при высоких давлениях. Но его нельзя объяснить низкобарической высадкой фельдшпатоидов, которая обычна в нефелиновых сиенитах и должна была бы дать положительную корреляцию агаитовости с  $\text{SiO}_2$  и отрицательную с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (для пары  $d-\text{Al}_2\text{O}_3$  фактически намечается положительная сопряженность). По-видимому, корреляция агаитовости с другими петрохимическими показателями по средним отражает обстановку, складывающуюся при вылавке агаитовых щелочносалических магм — избыток щелочей

(в основном натрия), присутствие низкоглиноземистых натрийсодержащих силикатов с повышенной железистостью, дефицит кремнезема. Примечательно, что агпайтовость не обнаруживает ожидаемой отрицательной зависимости от глинозема (входящего в знаменатель при вычислении показателя агпайтовости), т. е. предопределена прежде всего уровнем щелочей.

Таким образом, зависимости между петрохимическими средними говорят об образовании трахитоидов скорее всего путем продвинутого плавления пород, богатых щелочносалической составляющей (полевошпатовые и фельдшпатоидно-полевошпатовые котектики), с некоторым участием кальциево-магниевого силикатов (клинопироксен, амфиболы) и железистых минералов и практическим отсутствием высокомагниевого силикатов. Исходными породами могут быть в основном щелочные мезо- и лейкобазиты, сиенитоиды и аналогичные им по химическому и минеральному составу метаморфические образования.

### Риолитоидная группа

Антагонизм  $\text{SiO}_2$  по средним со всеми другими, кроме  $\text{K}_2\text{O}$ , окислами свидетельствует, что свободная фаза кремнезема всегда входит в котектику при выплавлении риолитоидов (см. табл. 7, рис. 5б). Коэффициенты корреляции имеют наибольшую величину в парах  $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2-\text{CaO}$ , свидетельствуя о том, что основными партнерами свободного кремнезема в этих котектиках являются повышенноглиноземистые и кальцийсодержащие минералы (такие как плагиоклаз, клинопироксен, роговая обманка); меньшую роль, судя по величине коэффициентов, играют высокомагнезиальные минералы и окислы железа.

$\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$  по средним положительно коррелируются с остальными фемическими компонентами и между собой, что связано с совместным плавлением фемических минералов у ликвидуса кварцево-полевошпатовой котектики. Судя по спектру и силе корреляций, магний попадает в кислый расплав за счет плавления в основном кальциево-магниевого силикатов (клинопироксен, роговая обманка). Нет признаков существенного вклада свободных окислов железа, который мог бы навести отрицательную корреляцию  $\text{FeO}'$  со всеми салическими окислами. Умеренная отрицательная связь  $\text{FeO}'$  и  $\text{MgO}$  с  $\text{SiO}_2$  позволяет допустить инконгруэнтное плавление ортопироксенов с высадкой оливина и окислов железа в тугоплавкий остаток.

Умеренно сильные корреляции  $\text{TiO}_2$  с  $\text{FeO}'$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  указывают на то, что она попадает в кислую выплавку в основном за счет клинопироксена и железистых минералов.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в риолитоидах в отличие от других породных групп входит в положительную связь с  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , что объясняется усиливающимся совместным плавлением плагиоклаза повышенной аортитовости и фемических силикатов при подъеме температуры и исчерпании кварцево-полевошпатовой котектики.

Вырождение отрицательных корреляций  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}'$ , свойственных базальтоидной и трахитоидной группам, свидетельствует о совместном плавлении плагиоклаза и железистых минералов. Малое развитие отрицательных связей  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (только в парах с  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ) указывает на незначительную роль минералов свободного глинозема в местах выплавки кислых магм. Вместе с тем отсутствие положительных корреляций  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с  $\text{K}_2\text{O}$  и с  $\text{Na}_2\text{O}$ , отличающее кислую группу от трахитоидов, говорит о том, что уровень глинозема формируется в кислых выплавках не только за счет щелочных алюмосиликатов. Заметный суммарный вклад может внести плавление бесщелочных алюмосиликатов, граната, кордиерита, минералов свободного глинозема.

Положительная связь  $\text{CaO}$  со всеми фемическими окислами и с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  объясняется вхождением кальция в основном в минералы, избыточные над кварцево-полевошпатовыми котектиками (клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз). Распавшаяся связь  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}$  отличает кислую группу

от базальтоидной, где эта связь устойчиво отрицательна. Указанное отличие риолитоидов объясняется весьма ограниченным вхождением клинопироксена в кислый расплав.

Для  $\text{Na}_2\text{O}$  в риолитоидах примечательна расшатанность связей с большинством окислов (кроме  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}'$ ). Это зависит в первую очередь от того, что натрий в отличие от калия входит при повышенных давлениях в более разнообразные минералы, причем не только околосолидусные, но и ликвидусные. Ликвидусными иногда выступают, кроме плаггиоклаза, натрийсодержащие клинопироксен и роговая обманка. Расшатанные связи  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$  согласуются со стехиометрическим (метастабильным) плавлением плаггиоклаза в гранитоидной системе (см. гл. 2). При равновесном плавлении (с последовательным повышением основности остающегося плаггиоклаза) следовало ожидать отрицательные корреляции  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ . Диапазон составов плаггиоклаза в исходных породах, по-видимому, относительно узок, так как при широких вариациях его состава от района к району тоже были бы наведены отрицательные корреляции между указанными окислами по средним. Сужению интервала составов способствует установленное в экспериментах уменьшение устоячивости основных плаггиоклазов с ростом давления.

Отрицательная корреляция  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  при положительной  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  подтверждает обычный избыток существенно натриевого полевого шпата над калиевым (благодаря чему первый постоянно конкурирует со свободным кремнеземом в котектиках с ним, а затем и после исчерпания свободного кремнезема). Существенно, что при умеренных и высоких давлениях ликвидусный щелочной полевой шпат остается обычно более натриевым, чем околосолидусный.

Положительная связь  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (естественная для конечной эвтектики) и отрицательные  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  должны поддерживаться в кислых выплавках при колебаниях парциального давления воды; при росте  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  в выплавках одновременно уменьшаются содержания кремнезема и ортоклазового компонента, увеличивается — альбитового (см. гл. 2).

Положительная связка  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  подтверждает, что совместное обогащение околосолидусных гранитоидных котектиков кремнеземом и ортоклазовым компонентом, показанное экспериментально (см. гл. 2), сохраняет силу на всех возможных глубинах выплавления кислых магм. Уровень  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в них зависит от совместной концентрации в исходных глубинных породах. Если эти породы представляют собой кварцевые базиты или гранитоиды, то концентрация в них  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  отражает накопление в предыдущих магматических циклах.

Умеренно сильный антагонизм между  $\text{K}_2\text{O}$ , с одной стороны, и  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  — с другой, подтверждают, что калиевые и натриевые полевые шпаты (включая плаггиоклаз) на глубинах выплавления кислых магм существенно индивидуализированы, по крайней мере у солидуса, и поставка щелочей в расплав контролируется их котектикой. При этом важно, что плаггиоклаз среднего состава (с содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  порядка 6—8%) обычно остается в избытке на ликвидусе, т. е. чем больше вошло в расплав калия, тем меньше войдет в него натрия. Индивидуализации полевых шпатов способствует примесь воды, заметно снижающая температуру солидуса.

Примечательно, что связи калия, для которого обычно допускается более высокая подвижность, упорядочены лучше, чем у натрия. Он значимо коррелирует почти со всеми породообразующими окислами. Отрицательные корреляции калия со всеми фемическими компонентами, глиноземом и натрием и положительная с кремнеземом подтверждают, что калиевые минералы в зонах выплавления риолитоидов обычно дефицитны и исчерпываются раньше, чем котектика повышеннонатриевый полевой шпат — кремнезем. Поэтому калиевость кислых выплавов сильно зависит от обогащенности исходных пород калиевыми минералами. Некоторую роль может играть поглощение калия из боковых пород.

Спектр корреляций между средними для пересчетных характеристик риолитоидов (см. рис. 56) отличается от базальтоидов (см. рис. 55): положительной связью  $b(b')$ — $c$  вместо отрицательной; отрицательной связью  $Q$ — $c$  вместо положительной; отрицательными связями  $Q$ — $n$  и  $c$ — $F$  вместо распатанных; распатанной связью  $b(b')$ — $F$  вместо отрицательной и  $Q$ — $F$  вместо положительной.

Отличия от трахитоидов (см. рис. 55) проявлены отрицательной связью  $c$ — $Q$  вместо положительной, исчезновением отрицательной связи  $b(b')$ — $F$ , появлением значимых связей натриевости  $n$  с остальными показателями.

Положительная связка показателей  $b(b')$ ,  $c$ ,  $n$  в риолитоидах свидетельствует о вхождении плагиоклазов в ликвидусную ассоциацию вместе с фемическими минералами. Это — показатели, имеющие прямую сопряженность с температурой кислых выплавов.

В риолитоидной группе, как и в трахитоидной, положительная связка по средним объединяет показатели  $a$ ,  $d$ ,  $F$ . Связка позволяет полагать, что для выплавки риолитоидов повышенной щелочности, недосыщенных кремнеземом, благоприятны субкислые породы со щелочными железистыми силикатами. Отрицательная корреляция всех трех членов связки с показателями  $c$  и  $n$  указывает на дефицит плагиоклаза в глубинных породах в этом случае. Железо здесь выступает заместителем глинозема, что видно на составах агпайтовых кислых пород. Показатели  $a$ ,  $d$ ,  $F$  в отличие от  $b(b')$ ,  $c$ ,  $n$  отрицательно, сопряжены с температурой кислых выплавов. Рост их значений указывает на приближение температуры выплавов к солидусу.

Отрицательные связи  $d$ — $n$ ,  $d$ — $c$  отражают известный апортитовый эффект, состоящий в том, что высадка плагиоклаза обедняет расплав глиноземом, а присутствие  $\text{CaO}$  в гранитоидной системе способствует удержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в плагиоклазе и обогащению околосолидусных выплавов кремнеземом, т. е. агпайтовой тенденции. Присутствие плагиоклаза в равновесии с расплавом уменьшает натриевость последнего, что отражено в отрицательной связи  $d$ — $n$ .

Распатанность связей  $Q$ — $F$  и  $b(b')$ — $F$  по средним, по-видимому, объясняется тем, что в зоне выплавки риолитоидов имеются субстраты не только с дефицитом, но и с избытком свободного кремнезема. В последнем случае минералы кремнезема избыточны до ликвидуса, и высококремнеземистые лейкократовые выплавки могут иметь пониженную железистость. Другая причина может состоять в вариациях содержания плагиоклаза в бедных кальцием субстратах. В гл. 2 отмечено, что с ростом примеси плагиоклаза в гаплогранитной системе выплавка обогащается кремнеземом; увеличение температуры при этом способствует переходу в расплав повышенномагнезиальных минералов. Железо-магниевое фракционирование в кислых системах, как можно видеть по корреляциям показателя  $F$ , вырождается.

Любопытно, что натриевость  $n$  имеет менее распатанный спектр корреляций с другими пересчетными показателями по средним, чем уровень  $\text{Na}_2\text{O}$  с другими окислами. Этот спектр позволяет считать, что более щелочные, более агпайтовые, более железистые, менее насыщенные кремнеземом кислые выплавки образуются из глубинных пород с калиевыми минералами, без избытка плагиоклаза.

#### СОПРЯЖЕННОСТЬ МЕЖДУ СОДЕРЖАНИЯМИ КОМПОНЕНТОВ ПОРОД ВУТРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Как отмечалось выше, петрохимические пробы вулканических пород несут потенциальную петрологическую информацию прежде всего о позднем (умеренно- и низкобарическом) фракционировании магм. Эффекты позднего фракционирования удается отделить от ранних, основываясь на отличиях корреляций по пробам от корреляций по средним.

## Мелалапикритоидная группа

Спектр внутренних корреляций (рис. 57) отличается от корреляций по средним (см. табл. 7, рис. 53) расшатанными связями  $\text{SiO}_2\text{—TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2\text{—P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MgO—FeO}$  вместо отрицательных, расшатанными  $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O—P}_2\text{O}_5$  вместо положительных. Разницу отчасти можно объяснить тем, что значимо преобладающие внутренние корреляции устанавливались с помощью менее чувствительного критерия, чем значимые корреляции по средним. Однако исчезновение отрицательной связи  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  может быть вызвано совместным поглощением компонентов кислой котектики из боковых пород при подъеме магмы. Преобладание отрицательной связи  $\text{SiO}_2\text{—FeO}$  объяснимо отсадкой железорудных фаз при повышении фугитивности кислорода. Большинство преобладающих внутренних корреляций между окислами сохраняет тот же знак, что и значимые корреляции по средним, подтверждая, что избыточным минералом ликвидуса в мелалапикритоидах во всем интервале давлений при подъеме остается оливин.

## Субмелалапикритоидная группа

В спектре внутренних корреляций появляется устойчиво отрицательная сопряженность  $\text{SiO}_2\text{—MgO}$  вместо положительной по средним. Она подтверждает повышенную роль фракционирования оливина при подъеме магм в соответствии с экспериментально установленным повышением его устойчивости против пироксенов при малых давлениях (см. гл. 2). Ортопироксеновый эффект (положительная связь  $\text{SiO}_2\text{—MgO}$ ) при этом ослабевает или исчезает совсем.

Сохранение отрицательной сопряженности  $\text{MgO—CaO}$  подтверждает, что в основе фракционирования субмелалапикритоидов при подъеме остаются окололиквидусные котектики клинопироксена с высокомагниевыми силикатами (ортопироксен, оливин), причем избыточным в разных случаях бывает либо клинопироксен, либо высокомагниева фаза. Большой диапазон изменения давлений при подъеме магмы усиливает отрицательную связь между указанными окислами через изменение пропорций клинопироксена и высокомагниевого минералов в котектике.

Появление резкого перевеса отрицательной связи  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—MgO}$  (вместо расшатанной по средним) означает усиливающийся переход  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при спаде давления в расплав и снижение устойчивости глиноземистых магниево-цинковых минералов (гранат, пироксены, шпинель).

Внутренние корреляции по сравнению с корреляциями средних расшатаны во многих парах. В какой-то мере расшатанность может быть мни-

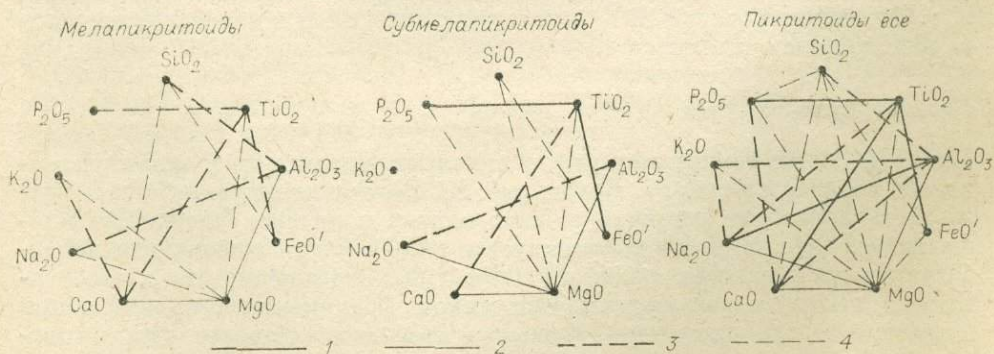


Рис. 57. Преобладающие по знаку линейные корреляции между окислами в пикритоидах в региональных ассоциациях (по данным табл. 7, Б).

1, 3 — значимое преобладание положительных корреляций: 1 — сильное (более 75% случаев), 3 — умеренное (более 50, до 75% случаев); 2, 4 — преобладание отрицательных корреляций: 2 — сильное, 4 — умеренное. Оценки сделаны на 95%-ном доверительном уровне.

мой (так как использован менее чувствительный статистический критерий). Но в основном она согласуется с вероятной сменой минеральных фаз в зоне подъема магм, т. е. представляется петрологически обусловленной. Распаянность связей  $\text{SiO}_2\text{—TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2\text{—CaO}$ ,  $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2\text{—P}_2\text{O}_5$  (против отрицательных по средним) согласуется со снижением ликвидусной устойчивости повышенокремнеземистых минералов (пироксенов) против оливина при спаде давления, благодаря чему кремнезем охотнее концентрируется в расплаве вместе с кальцием, щелочами, фосфором. Распаянная связь  $\text{MgO—FeO}'$  (вместо отрицательной по средним) совместима с увеличением при спаде давления фракционной роли оливина, который в субмеллапикритоидах не является крайне форстеритовым и при высадке способен абсолютно обеднить расплав как магнием, так и железом.

Положительная связь  $\text{CaO—TiO}_2$  свидетельствует о том, что титан существенно фракционируется с клинопироксеном. Распаянные связи  $\text{CaO—Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO—K}_2\text{O}$  вместо положительных (т. е. тенденция к антагонизму этих окислов) отражают уменьшение изоморфной емкости ликвидусного клинопироксена к щелочам при спаде давления и усиленное вхождение щелочей в расплав. Для калия значительную роль может играть повышенная подвижность в расплаве и с флюидом.

Следует сделать несколько общих замечаний о внутренних корреляциях в мела- и субмеллапикритоидах. В тех и других при отмеченных выше многочисленных перестройках системы корреляций все-таки для некоторых пар окислов устойчиво сохраняется тот же знак связи, что и по средним (см. табл. 7). Это свидетельствует о сохранении фазовых отношений или аналогичных, дающих сходный фракционный эффект.

Выдержанная отрицательная связь  $\text{TiO}_2\text{—MgO}$  и положительная  $\text{TiO}_2\text{—CaO}$  свидетельствуют о том, что титан в основном концентрируется в клинопироксене, а не в высокомагнезиальных минералах. Устойчивая положительная связь  $\text{TiO}_2\text{—FeO}'$  означает, что титан во всем диапазоне давлений, при которых существуют пикритоидные магмы, склонен входить в минеральные фракции с повышенным уровнем железа.

Выдержанная отрицательная связь  $\text{MgO—CaO}$  подтверждает, что на всех уровнях генерации и подъема околоосидусная минеральная ассоциация любых пикритоидов содержит клинопироксен с какой-либо более высокомагнезиальной фазой или набором высокомагнезиальных минералов. С ростом степени плавления содержание  $\text{CaO}$  в пикритоидном расплаве, как правило, убывает, магния — возрастает. Судя по устойчивой положительной связи  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}$ , в расплавах при высоких давлениях сохраняется повышенное химическое сродство, требующее насыщения четверного глинозема щелочами и стремящееся перевести натриевый компонент клинопироксена в расплав.

Примечательно, что в спектре корреляций внутри комплексов и по средним меньше всего совпадений пикритоиды имеют для кремнезема, т. е. фракционирование  $\text{SiO}_2$  в зоне выплавления и в зоне подъема магм в общем сильно отличается.

### Базальтоидная группа

Преобладающие корреляции между окислами внутри региональных комплексов показаны в табл. 7, Б и на рис. 58. В отличие от пикритоидов  $\text{MgO}$  здесь не проявляет устойчивого антагонизма к другим фемическим компонентам, положительно коррелируется с  $\text{CaO}$ , а при щелочном и лейкобазальтоидном уклонах также с  $\text{FeO}'$  и  $\text{TiO}_2$ . Это подтверждает, что оливин не является регулярным участником фракционного процесса при подъеме базальтоидных магм. Лишь при мезо- и мелабазальтоидных уклонах в небольшом числе ассоциаций отмечается отрицательная связь  $\text{MgO—CaO}$ , указывающая на ликвидусный избыток и эффективное фракционирование оливина.

Внутренние корреляции в базальтоидах разных уклонов отчасти сохраняют тот же знак, что и по средним (см. табл. 7, рис. 54, 58). Устой-

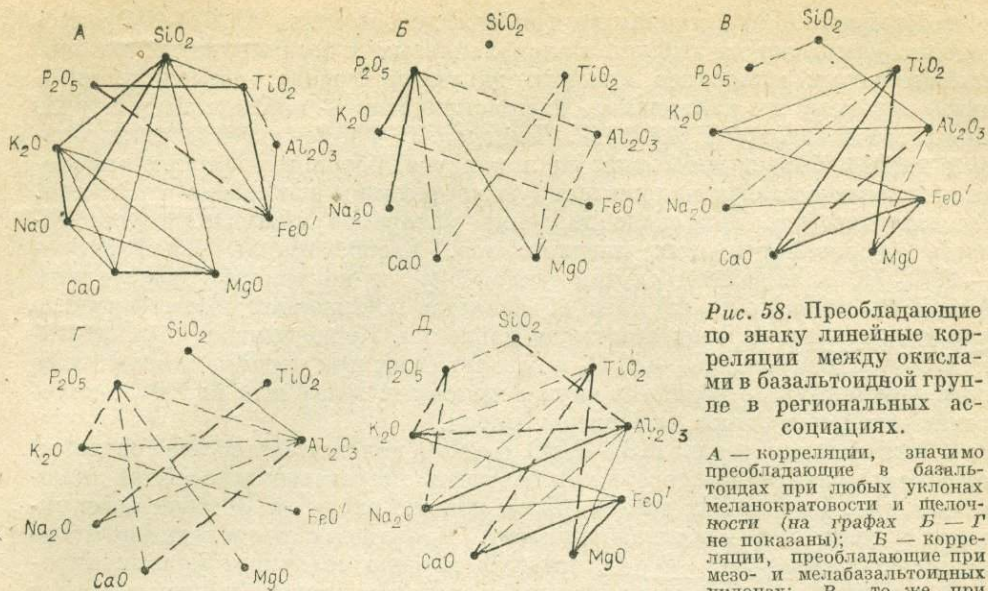


Рис. 58. Преобладающие по знаку линейные корреляции между окислами в базальтоидной группе в региональных ассоциациях.

А — корреляции, значимо преобладающие в базальтоидах при любых уклонах меланократовости и щелочности (на графах Б — Г не показаны); Б — корреляции, преобладающие при мезо- и мелабазальтоидных уклонах; В — то же, при лейкобазальтоидных уклонах; Г — то же, в выборке с меньшей щелочностью; Д — то же, в выборке с большей щелочностью. Усл. обозн. см. на рис. 57.

тивные отрицательные корреляции силикатных компонентов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  с феррическими  $\text{FeO}'$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  в некоторых парах означают, что на всех уровнях образования и подъема магм базальтоидов первые стремятся войти целиком или в основном в более легкоплавкие и легкие минеральные фракции, а вторые — в более тугоплавкие и тяжелые. Отторжение минералов с высоким содержанием магния и кальция сопровождается, как правило, ростом содержания щелочей в расплаве. Внутри комплексов отрицательные корреляции между указанными силикатными и феррическими компонентами регулярнее, чем по средним, т. е. тренды феррическо-кремнеземный, феррическо-щелочной выражены отчетливее.

Относительно устойчивая отрицательная связь  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}'$  означает, что железо в зоне выплавки и подъема базальтоидов фракционирует в основном не через высокоглиноземистые минералы (гранат, шлюды), а через малоглиноземистые (пироксены, оливин, титаномagnetит, ильменит и др.). Отрицательные связи  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}'$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$  в базальтоидах внутри комплексов более сильны, чем по средним, что отражает прогрессирующий переход глинозема в силикатные алюмосиликаты при спаде давления. Относительно выдержанные отрицательные корреляции  $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2 - \text{CaO}$  и положительная  $\text{MgO} - \text{CaO}$  отражают постоянное участие клинопироксена в котектиках и частое его появление на ликвидусе при выплавке и частичной кристаллизации базальтоидов.

Положительная связка  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  во всех базальтоидах внутри комплексов отражает возрастающую при спаде давления роль кварцево-полевошпатовых котектиков, компоненты которых могут заметно ассимилироваться базальтоидным расплавом из пород коры при подъеме и концентрируются в нем при частичной кристаллизации. Устойчивая положительная связка  $\text{FeO}' - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$  свидетельствует, что эти компоненты почти всегда совместно обогащают базальтоидный расплав при отторжении маложелезистых и безжелезистых ликвидусных минералов.

Рассмотренные наиболее устойчивые связки элементов поддаются объяснению и с общих позиций химического и кристаллохимического сродства (сохраняющегося при разных давлениях), в частности полярности химической связи [Маракушев, 1979а; Когарко, Рябчиков, 1980]

и изоморфизма. Распатанная внутри комплексов связь  $Al_2O_3-CaO$  определенно указывает на выбытие малокальциевых и бескальциевых высокоглиноземистых минералов высоких давлений (гранат, возможно, шпинель) и замену их кальциевым алюмосиликатом — плагиоклазом и плагиоклазовой связкой в расплаве. Плагиоклаз в мезо- и лейкобазальтоидных магмах бывает избыточен на ликвидусе, обуславливая при высокоанортитовых составах положительную корреляцию глинозема и кальция. Существенно, что при спаде давления ускоренно повышается устойчивость высокоанортитовых плагиоклазов. Распатанность связи  $SiO_2-Al_2O_3$  (т. е. в данном случае отклонение от корреляций по средним в сторону отрицательных) тоже объясняется повышенной ролью фракционирования плагиоклазов при спаде давления. Поддерживать отрицательную сопряженность  $SiO_2-Al_2O_3$  в базальтоидах при подъеме может также поглощение  $SiO_2$  (особенно в случае щелочных магм) или кварцево-полевошпатовой котектики из боковых пород.

Распатанная связь  $TiO_2-MgO$  (вместо положительной по средним) отражает уменьшение способности повышенномагниевого минерала включать титан. При малых давлениях он меньше входит в феррические силикаты и усиленно — в титаномagnetит. Появляется преобладание положительной связи  $SiO_2-Na_2O$ , которую хорошо объясняет фракционирование натрия в основном в виде альбитового компонента полевых шпатов при подъеме магм вместо высокобарического фракционирования через более бедный кремнеземом жадеитовый компонент.

Рассмотрим особенности внутренних корреляций при разных уклонах базальтоидной группы. Корреляция  $MgO-FeO'$  (так же, как  $CaO-FeO'$ ) распатана при мела-мезобазальтоидных и низкощелочных уклонах группы. Следовательно, отрицательная сопряженность магния и железа вопреки мнению ряда исследователей не служит неперменным признаком низкощелочных базальтов, именуемых обычно толеитовыми. В низкощелочных базальтах сравнимо часто отмечается и положительная сопряженность. Положительная корреляция  $MgO-FeO'$  устойчиво преобладает при лейкобазальтоидных и щелочных уклонах группы. Устойчивая положительная связка  $MgO-CaO-FeO'$  (нормативно клинопироксеновая) в этом случае создается фракционированием плагиоклаза (среднего, иногда кислого) на ликвидусе.

Распатанную связь  $Al_2O_3-CaO$  в мела- и мезобазальтоидах (так же, как для базальтоидной группы в целом) можно объяснить тем, что в них при умеренных и низких давлениях у ликвидуса избыточен клинопироксен или плагиоклаз, либо идет их котектическая кристаллизация. Высадка клинопироксена наводит отрицательную сопряженность между указанными компонентами в расплаве, а высадка основного плагиоклаза — положительную, так как содержания обоих компонентов в нем больше, чем в этом расплаве. В итоге случаи положительной и отрицательной связи внутри комплексов встречаются сравнимо часто.

Для лейкобазальтоидов примечательно резкое преобладание отрицательной корреляции  $SiO_2-Al_2O_3$  против распатанной по средним. Это увязывается с ростом устойчивости плагиоклазов по сравнению с клинопироксеном при спаде давления. Высадка плагиоклаза на ликвидусе, особенно при высокоанортитовом составе, снижает содержание  $Al_2O_3$  и повышает уровень  $SiO_2$  в расплаве. Существенно, что при спаде давления плагиоклаз становится более основным. Отрицательная корреляция  $SiO_2-Al_2O_3$  в расплавах может быть усилена поглощением гранитоидной котектики при подъеме магмы. Преобладающая положительная связь  $Al_2O_3-CaO$  в лейкобазальтоидах согласуется с преимущественной отсадкой на ликвидусе средних и основных плагиоклазов, в которых содержание  $CaO$  и особенно  $Al_2O_3$  больше, чем в лейкобазальтоидном расплаве. Положительная связь этих окислов указывает на то, что отсадка избыточного клинопироксена (которая должна была бы дать перевес отрицательной сопряженности  $Al_2O_3-CaO$  в расплаве) здесь в общем реже, чем отсадка плагиоклаза.

Система корреляций  $Al_2O_3$  в лейкобазальтоидах не позволяет считать их результатом аккумуляции кристаллов плагиоклаза в магме: распатана связь  $Al_2O_3-Na_2O$ ; не очень регулярны положительная сопряженность  $Al_2O_3$  с  $CaO$  и отрицательная с  $MgO$ . Существование, что плотность плагиоклаза здесь нередко одинакова с плотностью расплава.

В лейкобазальтоидах связь  $MgO-TiO_2$  преимущественно положительна вместо отрицательной в более меланократовых породах (аналогичное соотношение имеют корреляции по средним). Это свидетельствует о том, что нередко титан входит в повышенномагниевые минералы, особенно в клинопироксен, судя по положительной корреляции  $TiO_2-CaO$ .

В низкощелочных базальтоидах резко преобладает отрицательная корреляция  $SiO_2-Al_2O_3$  вместо положительной по средним. Это, как и в случае лейкобазальтоидов, увязывается с нередким выходом плагиоклаза на ликвидус при спаде давления. Отрицательной корреляции здесь способствует повышенная аортитовость плагиоклаза. При низкощелочном уклоне распатана корреляция  $Al_2O_3-MgO$ , а при щелочных — устойчиво отрицательна. Это отвечает общеизвестному повышению ликвидусной устойчивости оливина от низкощелочных базальтоидов к щелочным при невысоких давлениях. В низкощелочных базальтоидах преобладающий знак связи становится положительным (вместо отрицательного по средним) в паре  $Al_2O_3-CaO$ , что тоже следует отнести за счет частого выхода на ликвидус при спаде давления плагиоклаза (обычно основного) вместо клинопироксена.

В щелочных базальтоидах корреляция  $Al_2O_3-CaO$  становится по преимуществу отрицательной. Это, видимо, объясняется прежде всего пониженной аортитовостью плагиоклаза, в связи с чем избыточным у ликвидуса чаще становится клинопироксен. Положительные корреляции  $Al_2O_3-Na_2O$  и  $Al_2O_3-K_2O$  в щелочных базальтоидах (вместо отрицательных в низкощелочных и распатанных по средним) отражают замену полевыми шпатами более бедных кремнеземом и глиноземом силикатных минералов (клинопироксена, фемических слюд) в качестве концентраторов щелочей. Система корреляций  $Al_2O_3, Na_2O, K_2O$  между собой и с  $SiO_2, MgO, CaO, FeO$  в щелочных базальтоидах согласуется с предположением о существенной аккумуляции кристаллов средних и кислых плагиоклазов в некоторых участках магмы. Здесь возможна флотация (всплывание) умеренно- и низкоаортитовых плагиоклазов и других щелочных алюмосиликатов в расплаве более высокой плотности (базальтовом) в противоположность фемическим минералам (см. гл. 1). Тот факт, что в вулканических ассоциациях древних платформ и открытого океана щелочные андезитойды сопутствуют щелочным базальтам гораздо чаще, чем обычные андезитойды низкощелочным базальтам, можно отнести за счет действия в щелочных магмах именно этого механизма фракционирования.

Положительная связь  $Na_2O-K_2O$  в щелочных базальтоидах (вместо отрицательной по средним) может отражать уже отмеченное усиление связывания натрия и калия в расплаве при переходе алюминия в четверную координацию при спаде давления.

Итак, анализ системы корреляций между петрохимическими компонентами в базальтоидной группе пород внутри комплексов в увязке с данными о фазовом составе при разных давлениях позволяет судить о существенных факторах и ходе фракционирования магмы при ее подъеме и частичной кристаллизации. Эти факторы и фракционные тренды частью совпадают, а частью отличаются от тех, которые имеют место при выплавке базальтоидных магм и выявляются по корреляциям петрохимических средних для рассматриваемой группы. Отличия соответствуют уменьшению давления и фазовым изменениям при подъеме магм по сравнению с зоной выплавки. Внутренние петрохимические корреляции в базальтоидах служат подтверждением ведущей роли клинопироксен-плагиоклазовой котектики при фракционировании базальтоидных магм на подъеме, возрастающего значения отсадки плагиоклаза против клинопироксена, некоторого усиления фракционирования через оливин. При подъеме в ба-

зальтоидах формируются известные тренды — салическо-щелочной, кремнеземно-щелочной, салическо-кремнеземный. Два последних могут усиливаться заимствованием компонентов легкоплавкой кварцево-полевошпатовой котектики из боковых пород. Продолжает формироваться характерный для фемических групп вулканитов тренд общая щелочность — железистость, затухающий, однако, в лейкобазальтоидах.

### Трахитоидная группа

Упорядоченность петрохимических связей в трахитоидной группе внутри комплексов (рис. 59), по-видимому, не уступает таковой для лейкобазальтоидов и щелочных базальтоидов (см. рис. 58). Неустойчивы корреляции только в шести парах окислов.

От сопровождающих щелочных базальтоидов трахитоидная группа отличается отрицательными корреляциями  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O—P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O—P}_2\text{O}_5$  вместо положительных, что противоречит распространению предположению о том, что трахитоиды — прямое продолжение фракционного тренда базальтоидной магмы. С этим предположением не согласуется и расшатанность в трахитоидах связей  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ , которые в щелочных базальтоидах обычно отрицательны. От кислой группы трахитоидная отличается отрицательной корреляцией  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—FeO}'$ ,  $\text{Na}_2\text{O—TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O—FeO}'$  вместо положительной, что мешает увязке в один фракционный цикл этих двух групп. В отличие от щелочных базальтоидов и вулканитов кислой группы в трахитоидах утрачены отрицательные связи  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ , что объяснимо высадкой магния и кальция из расплава в основном в высокоглиноземистых минералах (слюды, роговые обманки, плагиоклаз).

При сравнении корреляций внутренних и по средним (см. рис. 56, 59) видны некоторые несовпадения по знаку при сохранении знака связи для большинства пар. Внутренние корреляции более упорядочены, здесь меньше пар с расшатанной связью.

Корреляции  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—FeO}'$  и  $\text{SiO}_2\text{—FeO}'$  отрицательны, как и в базальтоидах. Они подтверждают фракционную роль малоглиноземистых железистых минералов (титаномагнетит, железистый клинопироксен, энигматит), удаление которых может ощутимо повысить содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  в расплаве. В то же время расшатаны связи  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—CaO}$ , что свидетельствует о малой фракционной роли клинопироксенов. Положительные связи  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  с  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{FeO}'$  (такие же, как между средними), указывают на то, что минералы титана и фосфора фракционируют в основном совместно с фемическими силикатами и вместе с ними часто являются окололиквидусными.

Внутри комплексов в трахитоидах становится положительной связь  $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ , расшатываются до незначимых отрицательная связь  $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$  и положительная  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O}$ . Это, видимо, объясняется опережающим снижением температур выплавки кварцево-щелочнополевошпатовой котектики против фельдшпатоидно-полевошпатовой и полевошпатовой при спаде давления (см. рис. 36). Такое изменение температурных соотношений усиливает концентрацию компонентов кислой котектики в расплаве при частичной кристаллизации, а также поглощение из боковых по-

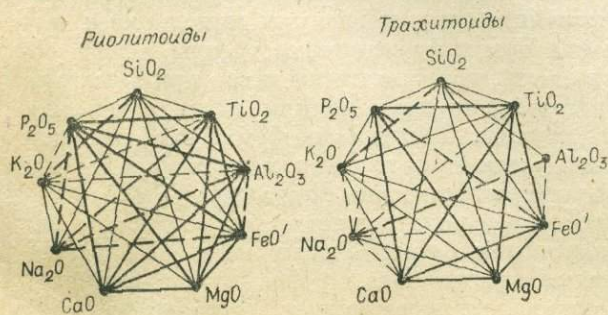


Рис. 59. Преобладающие по знаку линейные корреляции между оксидами внутри риолитоидной и трахитоидной групп в региональных ассоциациях (по данным табл. 7, Б).

Усл. обозн. см. на рис. 57.

род кремнезема и калия. То же обогащение низкотемпературных расплавов компонентами кислой котектики и высадка фемических фаз объясняют перевес отрицательных связей  $K_2O$  с  $MgO$ ,  $CaO$  с  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ ,  $Na_2O$  с  $CaO$  и  $P_2O_5$ ,  $SiO_2$  с  $MgO$ , предпочтительно положительные связи  $CaO-FeO'$  и  $CaO-TiO_2$ .

Корреляции как внутренние, так и по средним в трахитоидной группе подтверждают, что формирование этой группы опирается на котектики щелочных алюмосиликатов — фельдшпатоидно-полевошпатовые и полевошпатовые. При подъеме, судя по внутренним корреляциям, становится более ощутимой роль щелочно-гранитоидного остаточного расплава и ассимиляции кремнеземо-полевошпатового материала из пород коры. В трахитоидах не улавливается четкого влияния клинопироксен-плаггиоклазовой базальтоидной котектики на ликвидусе.

В системе корреляций между окислами в трахитоидах нет ясных признаков, которые указывали бы на качественную смену фазового набора в зонах выплавки и подъема. По-видимому, минеральная ассоциация, равновесная со щелочносалическими магмами, на этих уровнях однотипна. Если принять допущение, что фронт трахитоидных выплавок иногда находится в зоне высокоглиноземистых шпинелей и граната, то в богатых щелочносалической составляющей глубинных породах и магмах эти высокобарические бесщелочные фазы скорее всего угнетены или отсутствуют.

### Риолитоидная группа

Связи между окислами в кислой группе вулканитов внутри комплексов (см. рис. 59) имеют повышенную в общем упорядоченность; они распатаны только в двух парах окислов. Повышенная упорядоченность естественно увязывается с тем, что риолитоиды близки к предельной эвтектике. От базальтоидов кислую группу отличают преобладающие положительные связи  $Al_2O_3-FeO'$  и  $Al_2O_3-TiO_2$  вместо отрицательных, отрицательные в парах  $SiO_2-Na_2O$  и  $Na_2O-K_2O$  вместо положительных. Это не позволяет считать риолитоиды прямыми фракционатами базальтоидной магмы.

Внутренние корреляции окислов не отличаются по знаку от корреляций по средним, но в ряде случаев становятся значимыми вместо распатанных: положительными в парах  $Na_2O-Al_2O_3$ ,  $Na_2O-TiO_2$ ,  $Na_2O-P_2O_5$ ,  $Al_2O_3-FeO'$ , отрицательной в паре  $K_2O-P_2O_5$ , т. е. при подъеме фракционирование повышает стехиометричность состава кислых магм.

Спектр корреляций сохраняется при разных уклонах меланократовости и щелочности. Лишь для пары  $Al_2O_3-FeO'$  учащаются случаи отрицательных корреляций при появлении агпайтовых риолитоидов в комплексе; эта тенденция аналогична отмеченной в трахитоидной группе, где  $Al_2O_3$  и  $FeO'$  сопряжены отрицательно (см. рис. 59).

Выдержанный антагонизм  $SiO_2$  со всеми окислами (кроме  $K_2O$ ) свидетельствует, что фазы свободного кремнезема всегда в значительном количестве входят в котектики кислых магм, на всех уровнях их формирования. Здесь свободный кремнезем впервые бывает избыточен на ликвидусе. Выдержанная положительная связь  $SiO_2-K_2O$  подтверждает, что кремнеземо-щелочнополевошпатовая котектика с повышенным содержанием калия более низкотемпературна, чем кремнеземо-плаггиоклазовая, на всех уровнях выплавки и подъема кислых магм.

Появление положительной связи  $Na_2O-Al_2O_3$  при сохранении отрицательных  $Na_2O-SiO_2$  и  $Na_2O-K_2O$ ,  $Al_2O_3-K_2O$  указывает на повышенную фракционную роль плаггиоклаза в зоне подъема и, вероятно, на то, что окололиквидусный плаггиоклаз здесь содержит меньше примеси калия, чем в зоне выплавки. Положительная корреляция  $Na_2O-Al_2O_3$  может быть наведена усиленной отсадкой плаггиоклаза (андезина — олигоклаза), сопровождающей сдвиг температурного минимума с дацитовых на риолитовые составы при спаде давления. Отсадка вместе с ликвидусным плаггиоклазом фемических минералов, содержащих железо

и титан, а также апатита объясняет появление положительных связей  $Al_2O_3$  с  $FeO'$ ,  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ .

В системе внутренних корреляций в риолитоидах в общем несколько ослаблены связи  $Na_2O$  и  $K_2O$  с другими окислами. Это отражает повышенную диффузионную и флюидную подвижность щелочей. Однако их связи все-таки ясно указывают на влияние фазовых отношений расплав — кристаллы, и роль подвижности щелочей в магме не следует преувеличивать.

Сходство подавляющего большинства корреляций по средним и внутренним для риолитоидов свидетельствует, что котектические минеральные ассоциации, контролирующие выплавку и фракционирование кислых магм, в основном одни и те же на всем интервале глубин их формирования и подъема. Нижняя граница интервала эффективного образования кислых магм, вероятно, располагается на меньшей глубине, чем для щелочносалических.

Таким образом, анализ петрохимических корреляций для породных групп по пробам и по средним выявляет фракционные тренды, которые в разных группах различаются по степени выраженности и нередко по знаку. Эти закономерности ускользают при всякого рода объединениях групп пород в серии. Выявленные тренды во многом противоречат версии о прямых фракционных отношениях между смежными по составу породными группами.

В породных группах, особенно фемических, заметны отличия корреляций по средним и внутри комплексов. Истолкование этих отличий с учетом данных о минеральных парагенезах при разных давлениях и о возможном разнообразии исходных пород подтверждает, что в петрохимических средних по породным группам лучше отражена глубинная обстановка выплавления магм, а в химических составах пород внутри вулканических ассоциаций — обстановка их фракционирования при подъеме. Эту закономерность нельзя, однако, упрощать; химизм отдельной породы неизбежно в какой-то мере запечатлевает и обстановку выплавления магмы, а петрохимические средние по породной группе не свободны от влияния позднего фракционирования магмы.

Подчеркнем еще раз, что петрохимические средние по породным группам выступают в качестве высокоинформативного показателя для суждений о составе глубинных магм и обстановке их выплавления потому, что они характеризуют не номинальные классы пород, а подразделения, соответствующие популяциям.

## Глава 7

### ПРИРОДА СОПРЯЖЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С ТИПАМИ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Статистические различия между составами вулканических ассоциаций разного геолого-тектонического положения позволяют подойти к оценке особенностей условий выплавления магм — состава магнеобразующих и ассимилируемых пород, геодинамических, термобарических и флюидных условий. Существенно, что для глобальных выборок ассоциаций разных типов областей можно считать приблизительно сохраняющимся направление и эффективность фракционирования сходных магм при подъеме, так как эти магмы проходят через одни и те же термобарические и фазовые зоны, имеют сравнимую продолжительность существования.

Природа петрохимического своеобразия отдельных породных групп, выявленного для разных типов областей, затрагивалась в гл. 4. Здесь мы попытаемся представить магнегенетические особенности вулканизма всего геолого-тектонического ряда областей в обобщенной схеме.

Типы геолого-тектонических обстановок вулканизма взяты в соответствии с принятыми в работе [Белоусов и др., 1982]. Подчеркнем, что тип обстановки определяется для времени формирования вулканической ассоциации.

*Древние (зрелые) платформы* — это материково-шельфовые области с продолжительностью формирования платформенного чехла, пенеплена, шельфа, сопоставимой по длительности с фанерозоем. Это — области сплошного развития зрелой коры с развитым субкислым (гранитоидно-метаморфическим) слоем.

*Материково-шельфовые плато* — области материков, крупных островных массивов и шельфов, не относящиеся к древним платформам и к параллельноупорядоченным орогенам. Объединяют так называемые молодые платформы и близкие к ним области без параллельноупорядоченного морфотектонического расчленения. Тип коры — зрелый, с повсеместно развитым субкислым слоем.

*Параллельноупорядоченные орогены* — материковые и крупные островные массивы с преобладанием наземного режима, с параллельноупорядоченной морфотектоникой, имеют зрелую кору. Современные области этого типа выделяются сочетанием субпараллельных хребтов и долин, древние — системой субпараллельных палеопрогибов и палеоподнятий (установленных по мощностям и фациям отложений и размывам), комбинацией субпараллельных палеовулканических цепей или их корневых зон (субвулканических массивов).

*Внутренние и окраинные моря* — внешельфовые области кайнозойских внутренних и окраинных морей и проливов и материковый склон океанических бассейнов между шельфом и глубоководной линией материкового подножия. Кора большей частью зрелая или переходная, возможны «окна» фемической коры. Мощность коры — статистически промежуточная между материковой и океанической, со значительными вариациями.

*Области открытого океана* расположены вне зоны окраинных морей. Это специфичные области с фемической корой, без сплошного развития субкислого, гранитоидно-метаморфического этажа. Ограниченные участки переходной или даже материковой коры с субкислым слоем в этих областях представлены отдельными блоками — микроконтинентами.

*Геосинклинальные области* характеризуются преобладанием морского режима, присутствием мощных осадочных накоплений, подвергнутых складчатости и метаморфизму. Вероятно, в основном соответствуют современным внутренним и окраинным морям, включая их шельфовые части. Складчатость, метаморфизм, тектоническая и эрозионная фрагментация затрудняют или делают невозможным надежное сопоставление этих палеообластей с зонами кайнозойского морского накопления. Класс геосинклинальных областей удобен как раз тем, что оставляет открытым для исследования вопрос о соотношении субмаринных областей прошлого с современным рядом областей шельф — моря — открытый океан.

Эта схема классификации охватывает весь природный геолого-тектонический ряд. Каждому типу присущи определенные особенности строения и состава коры, геотермического и геодинамического режима, которые следует учитывать при истолковании зависимостей между составом вулканизма и геолого-тектонической обстановкой. Подчеркнем, что при выделении самих геолого-тектонических типов областей не учитываются особенности состава магматизма, что позволяет избежать «замкнутого круга» при анализе связи между этими явлениями.

На зрелых платформах в отличие от других типов областей (кроме океанов) угнетено развитие кислой группы вулканитов, хотя кое-где она представлена в большом объеме и даже преобладает над базальтоидами (Эфиопский рифт и др.). Симптоматично развитие чисто или существенно мелалапикритоидных ассоциаций, которые обычно описываются под названием кимберлитовых. Повышена встречаемость щелочносалических пород и карбонатитов, иногда образующих обособленные формации.

Базальтоиды платформ выделяются экстремально повышенными уров-

ниями общей меланократовости, железа, титана и экстремально пониженным уровнем глинозема (см. табл. 2). Не характерны андезитовидные уклоны группы в ассоциациях. Для мелапикритоидов обычна экстремально приподнятая меланократовость (нередки ультрапикритоидные уклоны) и повышенная щелочность, хотя встречаются и низкощелочные уклоны (меймечиты Маймеча-Котуйской провинции, кимберлиты некоторых районов). Характерна отчетливо калиевая тенденция. Преобладает высококислотный уклон мелапикритоидов. Субмелапикритоиды на платформах (см. табл. 3) имеют экстремально повышенные уровни железа, титана, кальция. Кислая группа вулканитов платформ от риолитоидов других областей уклоняется в сторону высокожелезистых, щелочных, низкоглиноземистых составов. Нередки агпайтовые разновидности: пантеллериты, комендиты. В платформенных щелочнокальциевых вулканитах экстремально повышена меланократовость.

Конструктивной геодинамической предпосылкой для объяснения особенностей состава вулканических ассоциаций чехла зрелых платформ служит предположение о слабой магматической активности коры и самых верхов мантии в этих областях. Это предположение согласуется с низким современным теплотокотом и вялым изменением скорости продольных волн с глубиной на докембрийских платформах, а также слабой тектонической активностью литосферы (коры и верхов верхней мантии) в этих областях.

Указанное предположение означает, что вулканические ассоциации платформ отражают в основном составы весьма глубоких, мантийных выделений. С позиций этой гипотезы понятны сильное преобладание базальтов в чехле зрелых платформ над другими вулканитами, повышенная встречаемость пикритоидов, в том числе наиболее меланократовых, слабое в общем развитие кислых вулканитов. Отдельные крупные массы последних относятся к внутри- или окраинноплатформенным зонам повышенной подвижности (рифтовые пояса, авлакогены). Можно предположить, что в этих зонах, кроме повышенного теплотокота из мантии, сказываются влияние разгрузки в рифтовых сводах и механотермический приток энергии в результате деформаций. Как следствие — фронт магмогенеза приподнимается до низов коры.

Статистические особенности химизма фемических вулканитов чехла зрелых платформ (пикритоидов, базальтоидов) согласуются с гипотезой об их выплавке в зонах повышенной глубинности. По многим экспериментальным данным (см. гл. 1, 2), в области давлений до нескольких десятков килобар (свойственных глубинам 100—150 км) плавление ультраосновных и базальтоидных смесей облегчается, если они обогащены железом и щелочами. С ростом давления повышаются температуры плавления. Очевидно, чем выше общее давление, тем избирательнее должно локализоваться плавление глубоких пород, ограничиваясь участками, которые обогащены железом, щелочами и другими относительно легкоплавкими компонентами (динамическое частичное плавление (см. гл. 1)). В этом можно видеть проявление общего принципа саморегулировки систем (принцип Лешателье): росту давления, подавляющему плавление глубоких масс, противодействует концентрация в расплавах наиболее легкоплавких компонентов. Действительно, мы видим экстремально высокие статистические уровни железистости, титана, общей щелочности и калия в платформенных пикритоидовых и базальтоидовых (см. табл. 2—4).

В базальтоидовых зрелых платформ экстремально низок уровень глинозема (см. табл. 4). Это тоже может быть связано с повышенной глубинностью выплавки и обусловлено однонаправленным действием двух факторов — разубоживанием валовых содержаний глинозема в породах с глубиной и повышением устойчивости высокоглиноземистой фазы (граната).

Базальтоиды платформ вместе с океаническими наиболее обеднены кремнеземом и обогащены кальцием; минералогически это означает обогащенность клинопироксеном и обедненность ортопироксеном по сравнению с базальтоидами других областей. Модальный ортопироксен, в про-

тивоположность клинопироксену, довольно редок в платформенных базальтоидах. Факторами, которые повышают устойчивость ортопироксена при плавлении смесей базитового и ультраосновного состава, согласно экспериментальным данным, являются повышение давления в отсутствие воды, существенно углекислотный состав флюида. Следовательно, правомерно исходить из предположения о близких к безводным условиям глубинного выплавления с углекислым флюидом.

Повышенный (как и в базальтоидах других типов материковых областей) статистический уровень калия можно поставить в связь с общей обогащенностью этим элементом пород материковой верхней мантии, дающих базальты, и пород материковой коры, где калий может ассимилироваться магмой. Повышенный фон калия в верхней мантии под платформами представляется необходимым следствием длительного накопления обогащенных калием продуктов фракционирования вещества (в основном многократного магматического). Таким образом, статистические особенности состава фемических вулканитов платформ находят объяснение с позиций повышенной глубинности выплавления в материковой верхней мантии и высокой степени зрелости литосферного профиля.

Экстремально низкоглиноземистая, щелочная тенденция кислой группы платформенных вулканитов, примерно такая же, как в риолитоидах океанов, позволяет предполагать, что исходными для выплавки кислых магм здесь могли быть в основном субкислые щелочные породы магматического происхождения, не обязательно залегающие в субкислом слое коры (который почти не развит в океанах), а возможно, среди фемических пород в нижнем этаже коры и в самых верхах мантии. Крупные массы риолитоидов в некоторых областях (Главный Эфиопский рифт, район Адена) правомернее, однако, объяснить подъемом фронта магмогенеза в субкислый слой материковой коры. Существенную роль в подготовке субстратов для выплавления салических магм (щелочнориолитоидных, щелочносалических) мог играть щелочной метасоматоз глубинных пород, в том числе связанный со щелочнобазальтовыми магмами тех же вулканических ассоциаций, и привнос щелочных флюидов в зону магмогенеза (особенно для формирования агпаитовых магм, недосыщенных глиноземом).

На материково-шельфовых плато, по-видимому, несколько реже, чем на платформах, развиты ассоциации с пикритоидами, в том числе с мелапикритоидами. Здесь гораздо выше, чем на зрелых платформах, доля комплексов с кислой группой. Нередко кислая группа преобладает над базальтоидами. Повышена встречаемость существенно базальтоидных ассоциаций со щелочносалической группой. Нередки вулканические и субвулканические карбонатиты; в этом отношении области плато уступают лишь зрелым платформам.

Базальтоиды плато по большинству петрохимических показателей занимают промежуточное положение между базальтоидами зрелых платформ и упорядоченных орогенов. Их общая меланократовость ниже, чем у платформенных (так же как содержания железа, магния, кальция, титана и калия), но выше уровень кремнезема. Состав пикритоидов плато изучен недостаточно; отметим лишь, что субмелапикритоиды здесь петрохимически близки к платформенным. В кислой группе вулканитов плато по сравнению с платформенными намечается некоторое повышение уровня кремнезема и глинозема, понижение — натрия. Щелочносалическая группа имеет меньшую меланократовость и несколько более высокую натриевость, чем на платформах.

Промежуточный характер составов базальтоидов материково-шельфовых плато между платформенными и орогенными (см. ниже) позволяет полагать, что петрогенетическая схема для них должна быть компромиссной между уже рассмотренной схемой для платформ и схемой для орогенов. Ниже будет показано, что для упорядоченных орогенов вероятно максимально высокий подъем фронта магмообразования.

Правомерно полагать, что под материково-шельфовыми плато зона магмообразования в пределе может располагаться а тех же глубинных

уровнях, что и на древних платформах, давая фемические выплавки, аналогичные платформенным, но чаще поднимается на более высокие горизонты верхов мантии и в низы коры, давая лейкобазальтоидные и кислые магмы, сходные с орогенными. Это предположение подтверждается промежуточной между платформами и современными орогенами величиной теплопотока на материково-шельфовых плато; промежуточными скоростями продольных волн для низов коры и верхов мантии; промежуточной сеймотектонической активностью областей плато. Отмеченные геофизические и сеймотектонические характеристики на материково-шельфовых плато, однако, варьируют в широких пределах, в значительной мере перекрываясь с характеристиками, с одной стороны, для юных орогенов, с другой — платформ. По данным разных исследований, в областях материково-шельфовых плато (плато Колорадо, Сахалин, Охотское море) минимум скоростей продольных волн, связываемый с разогревом, разуплотнением и частичным плавлением глубинных масс, фиксируется на глубине между 30 и 120 км. В пределах этой зоны, захватывая различные ее уровни в разных случаях, может развиваться массовое магмообразование.

Параллельноупорядоченные орогены довольно специфичны по составу вулканизма в сравнении с уже охарактеризованными классами материковых, а также морских и океанических областей. Здесь редки чисто базальтоидные вулканические комплексы, исчезают редки пикритойды. Явно реже, чем на платформах и плато, встречается щелочносалическая группа вулканитов. Весьма распространены ассоциации с кислой группой, в том числе с преобладанием ее. В орогенах в общем заметно угнетены фемические вулканиты и особо мощно представлены кислые.

Аномально повышена лейкократовость базальтоидов упорядоченных орогенов. Значительно преобладают лейкобазальтоидные уклоны, исчезающе редки ассоциации с мела- и мезобазальтоидным уклоном группы. По сравнению с базальтоидами зрелых платформ и плато здесь повышена железистость, понижена щелочность, высоки уровни калия и глинозема, низок титан. Кислая группа имеет примерно такую же лейкократовую тенденцию, как на материково-шельфовых плато (преобладает риолитовый уклон). В породах группы необычно повышен глинозем.

Для объяснения отмеченных особенностей состава вулканизма упорядоченных орогенов следует предположить высокий подъем фронта магмообразования с захватом субкислого слоя коры. Это согласуется с интенсивным тепловым потоком в современных орогенах, высоким положением в них верхней границы зоны низких скоростей продольных волн (на глубинах 20—40 км) и большой сеймотектонической активностью верхов мантии. Нижняя граница зоны разуплотнения верхнемантийных пород, которую принято связывать с их разогревом и рассеянным плавлением, расположена на глубинах порядка 125 км (Восточная Камчатка, внутренние зоны Североамериканских Кордильер) и иногда глубже (около 200 км под Береговым хребтом Северной Америки).

Повышенное объемное отношение пород кислой группы и базальтоидов позволяет предполагать увеличенную энергонасыщенность корового уровня магмогенерации в орогенах; дополнительное поступление тепла здесь возможно за счет механотермического притока при деформации сжатия. Режим преобладающего сжатия, обычно приписываемый орогенным поясам, сейчас часто рассматривают как результат схождения субглобальных литосферных плит. Другим фактором может быть массовое разгрузочное плавление при подъеме области из-под воды и эрозии верхушки орогена. Механотермический подток энергии и разгрузочное плавление в коре помогают объяснить непропорционально большое развитие кислых магм. Лейкобазальтоиды, частично кристаллизуясь в низах коры, способны обеспечить вклад тепла, подток щелочей и флюидов (в основном воды) на уровнях кислого магмогенеза.

Примечательна скудность высокофемических вулканитов в орогенах. Напрашивается вывод, что зона массового магмогенеза здесь является

верхушечной, захватывая в основном кору и самые верхи мантии и выклиниваясь на уровнях обычного массового выплавления базальтов и пикритов. Не исключено, что магмообразование в этих глубоких зонах подавлено нагрузкой скучивающейся массы растущего орогена. Отсечением глубинных уровней генерации можно объяснить такую характерную особенность базитов в орогенах, как низкая титанистость.

Эффективная выплавка лейкобазальтоидов возможна не только в верхах мантии, но и в низах коры из пород базитового состава — кварцевых эклогитов, гранулитов. Магмы могут устойчиво сохранять лейкобазальтоидный состав (на основе клинопироксен-гранатовой и плагиоклазо-двупироксеновой котектик) при умеренно высоких давлениях (порядка 10—25 кбар).

В кварцевых эклогитах плавящийся у солидуса кварц обогащает выплавку кремнеземом, а железо-магниевый гранат — глиноземом. Плавление граната в котектике с кварцем и железистым клинопироксеном в кварцевом эклогите может дать разные соотношения железа и магния в лейкобазальтоидных выплавках, в том числе с одинаковыми молекулярными количествами железа и магния и даже с преобладанием последнего.

В лейкобазальтоидах, включая низкощелочные и некоторые умереннощелочные, присутствует нормативный и очень часто модальный ортопироксен, что может указывать на присутствие ортопироксенов в магмообразующих котектиках. Исходными для плавления породами могут быть низкощелочные базиты с норитовой тенденцией и гранулитовым минеральным парагенезом, включающим орто- и клинопироксен, плагиоклаз, гранат. В этом случае вместо раннего выплавления кварца, обогащающего выплавку кремнеземом, можно предположить плавление ортопироксена. Переход ортопироксена в расплав при умеренно высоких давлениях, как известно, облегчается в присутствии воды, которая ускоряет также переход с повышенным содержанием кремнезема и глинозема. Реальность incongruentного плавления ортопироксена подтверждается наблюдаемой резорбцией его вкрапленников в лейкобазальтоидах при продвинутой кристаллизации, когда в магме повышено содержание водного флюида.

Для областей с мощным развитием лейкобазальтоидов многие петрологи допускают повышенный фон водосодержаний. На увеличенную обводненность верхов мантии и низов коры в районах массовой выплавки андезитовидных магм указывают встречающиеся здесь же эффузивные аналоги оливин-двупироксеновых пироксенитов и ортопироксенитов (бониниты). Свидетельством такой обводненности и соответственно повышенной фугитивности кислорода может быть нередкий магниевый уклон лейкобазальтоидов. Это можно связать с высадкой железо-титановых окислов из магмы. Повышенная обводненность гиперстенсодержащих магм подтверждается анализом содержаний воды во включениях стекол из вкрапленников в лавах и в стеклах основной массы.

Резко преобладающие лейкократовые уклоны кислой группы при одновременно повышенном уровне глинозема и нередко низкой щелочности правомерно поставить в связь с существенным вовлечением в палингенез высокоглиноземистых пород — метапелитов.

Во внутренних и окраинных морях не очень редки пикритовиды. Здесь отмечаются эффузивные аналоги двупироксеновых пироксенитов (Бонинская дуга, Западно-Филиппинская и Марианская впадины, северо-западный борт Марианского желоба). Значительно распространена кислая группа вулканитов, которая встречается не только на поднятиях, но и в некоторых котловинах; как правило, кислые вулканиты количественно подчинены базальтоидам. Довольно редко отмечается щелочносалическая группа.

Хотя в имеющейся выборке вулканических ассоциаций из морей кайнозоя (см. табл. 4), по-видимому, пока непропорционально мало представлены базальтоидные образования впадин, ясно, что базальтоиды морей занимают статистически средний уровень по общей меланократо-

ности и кремнезему между, с одной стороны, платформенными и океаническими, и орогенными с другой; имеют экстремально пониженную щелочность, повышенные уровни натриевости и глинозема. Мелалапикритоиды морей пока мало изучены. Субмелалапикритоиды обычно низкотитанисты, в отличие от океанических. Кислая группа имеет экстремально повышенные уровни общей меланократовости, натриевости, глинозема, пониженные железистость и щелочность.

Между впадинами и крупными поднятиями дна морей (островные цепи, нелинейные поднятия типа Фиджи) самое заметное количественное отличие — слабое развитие кислой группы во впадинах. В базальтоидах впадин по сравнению с поднятиями проявляются меланократовая, магнезиальная, щелочная, низкоглиноземистая, высокотитанистая тенденции. В некоторых впадинах (Аденский залив, трог Кайман) отмечен крайне высоконатриевый уклон базальтоидов, как на срединных океанических хребтах. В некоторых же впадинах базальтоиды аналогичны преобладающим на поднятиях — имеют уклоны лейкобазальтоидный (до андезитоидного), высокоглиноземистый, низкотитанистый.

Любопытно, что по средним петрохимическим показателям базальтоиды впадин в морях наиболее близки к океаническим. Базальтоиды островных цепей и нелинейных поднятий в морях ближе всего к базальтоидам упорядоченных орогенов: преобладанием лейкобазальтоидного, умеренно-железистого, высокоглиноземистого, низкотитанистого уклонов. Базальтоиды поднятий в морях отличаются от орогенных несколько повышенной меланократовостью, пониженной щелочностью и более высокой натриевостью, пониженным кремнеземом и калием, повышенными железом, магнием, кальцием. Для области внутренних и окраинных морей следует особо подчеркнуть значительную пестроту составов, широкое развитие вулканических формаций, сходных как с материковыми, так и с океаническими.

В модели магмогенеза областей внутренних и окраинных морей, очевидно, необходимо учитывать существенную разницу состава вулканических ассоциаций во впадинах и в крупных поднятиях. Сейчас активно обсуждается, по существу, только магмогенез островных цепей (дуг), заложение и ориентировка которых увязываются с границами сходящихся литосферных плит.

Геодинамические предпосылки магмогенеза для районов вулканических островных цепей и крупных нелинейных вулканических поднятий в морях могут быть приняты в основном те же, что и для упорядоченных орогенов: аномально приподнятый фронт магмообразования; возможный механотермический подток энергии в верхи зоны магмогенеза; аномально повышенное давление на глубоких уровнях генерации фемических магм при сучивании масс в поднятиях. Очевидные отличия заключаются в статистически меньшей мощности коры в морях по сравнению с орогенами, в меньшем развитии, а местами и в отсутствии субкислого слоя коры.

Субстраты верхов мантии, способные дать большие массы лейкобазальтоидов под вулканическими цепями в окраинных морях, сейчас, как известно, часто принято увязывать с поддвижением базальтового слоя коры океана под края материковых или окраинноморских плит (субдукция). Если такое поддвижение реально, «слаб» бывших океанических базальтов, вероятно, не имеет прямого отношения к базальтоидам островных цепей, поскольку в этом случае приходится предполагать нереально большую глубину выплавки (в сотни километров).

Специфической и острой проблемы исходных пород для выплавления лейкобазальтоидов под окраинными морями, по-видимому, в принципе не существует. Популярность гипотезы втягивания океанических базальтов в мантию вызвана скорее психологическими причинами, чем петрологической необходимостью. Конструктивным моментом этой модели можно считать признание необходимости базитовых исходных пород для массовой выплавки лейкобазальтоидов. В самом общем виде накопление пород базитового состава на уровнях возможного выплавления лейкобазальтоидов.

дов — в верхах мантии и самых низах коры — можно представить как необходимый результат многоэтапного процесса накопления порций (тел) базитовых дифференциатов земного вещества среди пород верхов мантии и низов коры. Базитовые тела могут быть в основном интрузиями, отчасти базитовыми остатками от выплавления салических магм, отторженцами эклогитизированных базитовых пород коры, опустившихся в мантию (в том числе за счет подвигания океанических базальтов), и, наконец, продуктами метасоматической базификации ультраосновных глубинных пород. Итогом должна быть широко развитая среди ультраосновных пород верхов мантии система тел базитового состава — элемент сложной (коронарной) системы магмообразующих субстратов верхней мантии (см. гл. 1). В низах коры базитовые породы, возможно, повсюду составляют основу разреза. Правомерным считается, что в верхах мантии низкощелочные и некоторые умереннощелочные лейкобазальтоиды могут образоваться за счет продвинутого плавления кварцсодержащих эклогитов — глубинных аналогов наиболее распространенных на Земле низкощелочных базитов, а щелочные — за счет глубинных аналогов щелочных и некоторых умеренно низкощелочных базитов.

Генерация крупных масс лейкобазальтоидов прямо из глубинных ультраосновных пород (например, гранатовых лерцолитов) нуждается в повышенном содержании воды, способствующем инконгруэнтному плавлению ортопироксена, требует отделения скудных выплавок и сегрегации их в макроочаги в одном магматическом цикле. Подобное стечение обстоятельств, по-видимому, мало вероятно. Прямую выплавку из перидотитов при повышенных содержаниях воды правомерно предположить для эффузивных аналогов существенно ортопироксеновых пироксенитов — бонинитов при продвинутом плавлении. Преобладание лейкобазальтоидных уклонов в зонах поднятий морей выражено не так резко, как в орогенах. Это можно связать с вероятным более низким положением зоны магмогенеза и меньшим распространением магмообразующих базитов в литосферном профиле морей.

«Базитовый налет» у кислой группы вулканитов морей, приуроченных большей частью к поднятиям, и ее низкая щелочность и калиевость могут быть унаследованы от относительно примитивных субкислых масс, вовлекаемых в плавление. Субкислые коровые породы по сравнению с материковыми здесь должны быть сильнее обогащены фемическими компонентами и слабее калием. Заметную роль в кислом магмообразовании здесь могут играть субкислые дериваты лейкобазальтоидных магм прежних магматических циклов, оставшиеся в низах коры и верхних горизонтах мантии. Это особенно следует учитывать при объяснении генезиса дацитовых и ацидлатитовых магм. Повышенный уровень глинозема позволяет предполагать, что в выплавки вовлечены субкислые апопелитовые массы.

Под впадинами морей фронт массового магмогенеза, вероятно, редко поднимается в самые верхние горизонты мантии и в кору, обычно оставаясь на более глубоких уровнях. Это объясняет более меланократовую, магниальную, щелочную, низкоглиноземистую, высокотитанистую тенденцию химизма базальтоидов впадин, угнетенное развитие кислых пород. По разнообразию геодинамических обстановок внутренние и окраинные моря в целом сходны с материково-шельфовыми плато, сближаясь с последним и по разнообразию составов вулканических ассоциаций.

Пониженный уровень калия в базальтоидах и кислых вулканитах морей по сравнению с материковыми отражает менее зрелый состав литосферного профиля в морях. С общегеологической точки зрения дефицит калия в литосферном профиле морей можно понимать как результат деградации (растяжения, раздвижения, базификации) материковой коры и верхов мантии под ней (Охотское, Японское, Средиземное моря) либо как результат накопления фемических масс в примитивной верхней мантии и коре (приокеаническая зона окраинных морей).

Состав вулканизма открытого океана во многом экстремален. Здесь наиболее развиты чисто базальтоидные ассоциации. Редки андезитоиды,

очень редки низкощелочные их разновидности. Наиболее слабо по сравнению с другими областями представлена кислая группа вулканитов. Редки мелалапикритоиды, несколько более распространены субмелалапикритоиды и щелочносалические породы.

Базальтоиды океанов имеют экстремально низкий уровень кремнезема и экстремально высокий — магния и кальция. По многим показателям они близки к базальтоидам чехла платформ, но отличаются от них повышенной магниальностью, пониженными общей щелочностью и калиево-стью. Как уже отмечалось, океанические базальтоиды близки по химизму с базальтоидами впадин морей, но более титанисты. Субмелалапикритоиды океанов обнаруживают щелочную, высоконатриевую, высокотитанистую тенденции. У них повышены общая меланократовость и уровень глинозема по сравнению с другими областями. Кислая группа вулканитов петрохимически ближе всего к риолитоидам чехла зрелых платформ. В риолитоидах океана преобладают щелочные, низкоглиноземистые уклонь; часто встречаются и иногда преобладают агпайтовые породы — пантеллериты, комендиты. Щелочносалические вулканиды по химизму довольно близки к платформенным. Как и у трахитоидов морей, у них несколько более высокий уровень натрия и более низкий калия по сравнению с трахитоидной группой в областях материкового сектора. Примечательная особенность вулканизма океанов, сближающая их с платформами, — угнетенное развитие кислых и андезитовидных пород, большая редкость низкощелочных андезитовидов.

Базальтоиды срединных океанических хребтов отличаются от таковых внехребтовых областей (океанических плит) экстремально высокой меланократовостью и натриевостью, низкой железистостью и щелочностью, повышенным уровнем глинозема. Здесь часто преобладают крайне высоконатриевые базальты.

Скудность кислых вулканидов — одно из наиболее веских доказательств отсутствия в океанах развитого субкислого слоя коры, а также сильный довод в пользу предположения о невозможности или весьма ограниченной возможности фракционирования базальтовых магм до кислых в одном магматическом цикле. Практическое отсутствие низкощелочных андезитовидов как в океанах, так и на зрелых платформах указывает на невозможность или крайнюю ограниченность фракционирования низкощелочных базальтов в андезитовом направлении. Несколько оптимистичнее следует расценивать возможность дифференциации щелочных базальтов до лейкобазальтоидов, поскольку щелочные лейкобазальтоиды в океанах (как и на платформах) обычны.

Большую редкость низкощелочных лейкобазальтоидов во внехребтовых зонах открытого океана, как и в рассмотренных ранее других случаях, допустимо связать с низким положением фронта магмообразования. Для срединно-океанических хребтов (рифтовых поясов) с их повышенным теплотокотом и активным сейсмотектоническим режимом предпосылка о низком стоянии фронта магмогенерации неприемлема. Здесь приходится предполагать отсутствие или редкость глубинных пород, благоприятных для массовой выплавки андезитовидов. Правомерность этого предположения следует из современных взглядов на геолого-тектоническую природу срединно-океанических хребтов.

Осевые зоны их, находящиеся в центре весьма широкой области параллельно-полосовых магнитных аномалий, рассматриваются как зоны далеко зашедшего спрединга (растекания, раздвижения) коры, с обновлением ее за счет излияний и внедрений низкощелочных, экстремально низкокальцевых базальтов. В стороны от оси хребта фемическая кора удревлена, обогащена реликтивными породами. Геодинамическим фактором, поддерживающим процесс раздвижения коры и расхождения океанических плит, считается подъем ювенильного мантийного вещества под срединно-океаническими хребтами. Этот механизм в принципе предполагает раздвижение не только коры, но и верхнего подкорового этажа литосферных плит. В пределах хребта это должно приводить к удалению прежнего комп-

лекса пород этого этажа. Следует иметь в виду в связи с этим, что под срединно-океаническими хребтами особенно большую роль может играть разгрузочное плавление.

Таким образом, под срединно-океаническими хребтами литосферный профиль должен быть примитивен, т. е. беден продуктами продвинутой дифференциации силикатного вещества, в частности породами с повышенными содержаниями кремнезема и калия. Дегградация литосферного профиля в океанах служит, возможно, наиболее существенной для магматической петрологии этих областей предпосылкой, вытекающей из концепции плитной тектоники. В зоне магнообразования здесь могут почти отсутствовать насыщенные кремнеземом породы типа кварцевых эколгитов или двупироксеновых гранулитов, благоприятные для выплавки низкощелочных лейкобазальтоидов.

Статистическое повышение железистости, щелочности, калиевого базальтоидов океана от срединно-океанических хребтов к периферии океанов [Белоусов и др., 1982], по-видимому, сопряжено с уменьшением степени дегградации литосферного профиля. Экстремально повышенный уровень кальция и пониженный — кремнезема в океанических базальтоидах свидетельствует о слабом вовлечении ортопироксена в глубинные магнообразующие котектики. Ортопироксен весьма редок в базальтах океана. Установлено, что природные стекла из низкощелочных океанических базальтов близки к бинарной котектике клинопироксен — плагиоклаз. При давлениях выше 10 кбар избыточной ликвидусной фазой такого базальта оказывается клинопироксен (см. гл. 2). Это может свидетельствовать, что зоны выплавления океанических базальтов бедны водой, которая могла бы стимулировать плавление ортопироксена. Предполагается, что углекислотный состав флюида, который облегчает переход в расплав клинопироксена [Рябчиков и др., 1981] и анортитового компонента [Mysen, Virgo, 1980a] и в то же время сдвигает в сторону ликвидуса поле устойчивости ортопироксена, стимулирует повышение кальциевого океанических базальтов.

Участки со значительным развитием кислых вулканитов в океане (Исландия, Азоры, Кергелен) можно отнести к «микроконтинентам» с промежуточным типом коры, с зачаточным субкислым слоем. Обычно же более правомерно предполагать рассредоточенные субкислые тела и их локальные скопления среди пород верхов верхней мантии и низов коры, способных дать кислые выплавки [Sigurdsson, Sparks, 1981]. Как и исходные для выплавления щелочносалических магм породы, они могут быть в основном относительно салических продуктами фракционирования щелочных базальтоидов прошлых магматических циклов. Вероятно, в этом причина щелочной тенденции риолитоидов океана.

Геосинклинальные области по составу вулканизма [Белоусов и др., 1982] ближе всего областям внутренних и окраинных морей. Здесь также не являются особой редкостью мела- и субмелалипкритоидная группы вулканитов (достигающие местами значительных объемов, особенно в архее). Значительно развита кислая группа. Довольно редки щелочносалические породы. Базальтоидная группа имеет в среднем пониженную меланократовость, преобладают лейкобазальтоидные уклоны. Пониженные уровни железа и глинозема против базальтоидов молодых вулканитов морей могут отражать специфику позднекайнозойского этапа вулканизма. В кислой группе геосинклинальных вулканитов, как и в кайнозойских морях, обнаруживается сравнимое развитие риолитов и мелариолитоидов (дацитов, ацидлатитов), низкощелочных и щелочных, низко- и высокоглиноземистых разновидностей. Повышенные уровни  $\text{SiO}_2$  и насыщения кремнеземом и пониженная общая щелочность сближают геосинклинальные трахитоиды с трахитоидами упорядоченных орогенов. Между геосинклиналями и кайнозойскими морями не улавливается разница по распространенности чисто базальтоидных ассоциаций и существенно базальтоидных с риолитоидами. В геосинклинальных областях несколько чаще, чем в кайнозойских морях, встречаются существенно риолитоидные.

Составы геосинклинальных вулканических ассоциаций в общем весьма близки ассоциациям кайнозойских окраинных и внутренних морей. Несколько пониженный уровень кальция и повышенный — натрия в геосинклинальных вулканитах объясняется вторичной альбитизацией плагиоклазов. Разнообразие составов геосинклинальных вулканических ассоциаций столь же значительно, как и ассоциаций внутренних и окраинных морей. Среди них довольно широко развиты близкие аналоги ассоциаций зрелых платформ, плато и орогенов и в меньшей степени — открытого океана. Петрогенетически, как и по составу, геосинклинальные вулканические формации, по-видимому, надо рассматривать в основном как аналоги формаций внутренних и окраинных морей.

Общепланетарная зональность состава вулканизма четко проявлена, во-первых, в том, что от области открытого океана к окраинным и внутренним морям (и их геосинклинальным палеоаналогам) базальтоидные ассоциации сменяются ассоциациями со значительным участием кислых эффузивов; вытеснение базальтоидов кислыми эффузивами усиливается в упорядоченных орогенах (расположенных на крупных островных массивах, на материках) и последовательно уменьшается на материково-шельфовых плато и в чехле древних платформ. В последнем кислая группа вулканитов вновь представлена слабо. При этом с усилением роли кислой группы повышается лейкократовость базальтоидов. Наиболее высок уровень меланократовости базальтоидов в океанах и чехле древних платформ. Следующая примечательная особенность изменения составов в том же направлении от океанического сектора к материковому — повышение калиевости вулканитов, проявленное в той или иной мере во всех алюмосиликатных породных группах. Раньше в литературе отмечались отдельные фрагменты этой зональности.

Уже из этих данных видно, что статистическая смена составов вулканизма, сопряженная с планетарным эволюционным рядом геолого-тектонических областей, не сводится к монотонному, однонаправленному изменению составов. Однонаправленное статистическое изменение прослеживается по калиевости, периодическое — по распространенности кислой группы и степени меланократовости базальтоидов.

Повышение калиевости вулканических магм от областей открытого океана к материковым правомерно связать в основном с повышением степени зрелости литосферного профиля — коры и верхов верхней мантии. Литосферный профиль материковых областей в общем более обогащен породами, благоприятными для выплавки сапических магм и базальтоидных магм повышенной лейкократовости, калиевости, а литосферный профиль океанических областей обеднен ими. В этом состоит важная причина роста калиевости магм от срединно-океанических хребтов к зрелым платформам, возрастание роли кислых пород и лейкобазальтоидов от областей открытого океана к упорядоченным орогенам и материково-шельфовым плато.

Глобальное распределение кислой группы вулканических магм, разных классов базальтоидов и некоторые другие черты глобальной зональности состава вулканизма можно объяснить также действием другого мощного фактора, который связывает определенным образом разные термодинамические и геодинамические условия магмогенеза и влияние вертикальной зональности состава магмообразующих пород. Это — положение зоны образования магм по глубине, особенно верхней ее границы — фронта магмообразования. Фронт магмогенеза, по-видимому, относительно редко достигает самых верхних горизонтов верхней мантии и низов коры в океанических областях и в областях зрелых платформ. Во всех остальных областях (окраинные и внутренние моря и материковые районы вне зрелых платформ) фронт магмогенеза часто поднимается в верхние горизонты верхней мантии и в низы коры (где в основном могут генерироваться лейкобазальтоидные и щелочносапические магмы и небольшая часть кислых) и в субкислый (гранитоидно-метаморфический) слой коры, где генерируется основная часть кислых магм. Наиболее высокое положение фронт маг-

мообразования занимает в районах островных цепей и нелинейных поднятий в морях, параллельноупорядоченных орогенах и многих районах материково-шельфовых плато, рифтовых поясах платформ и океанов. От положения зоны магмогенеза зависит, какие глубинные породы и минеральные котектики вовлекаются в образование магм, какие глубинные геохимические зоны в нем участвуют.

Заметную роль в формировании статистических различий состава вулканизма между разными геолого-тектоническими типами областей может играть различие флюидных режимов. Выше было показано, что некоторые особенности составов фемических групп вулканитов увязываются с углекислотным характером флюидов (платформы, океаны) либо с повышенным содержанием воды во флюидах (поднятия во внутренних и окраинных морях, параллельноупорядоченные орогены, многие зоны в пределах материково-шельфовых плато).

Учитывая нежесткий, стохастический характер связи состава вулканических ассоциаций (формаций) с геолого-тектонической обстановкой, следует подчеркнуть, что при использовании состава формаций в качестве индикатора этой обстановки необходим статистический подход.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного анализа подтверждают конструктивность принятой исходной модели с небольшим числом ненулевых (естественных) групп магм и магматических пород, подобных видовым популяциям. Эти дискретно обособленные квазивидовые популяции пород выявляются прежде всего благодаря устойчиво локализованным в ряду пород нарушениям однородности распределения составов, которые выражены в петрохимических выборках для региональных магматических комплексов в разных сводных выборках полимодальностью, изломом и смещением регрессионных полос и т. д. Обособленные группы магматических пород удается поставить в связь с природными котектиками совместно плавящихся и кристаллизующихся минералов и избыточными минералами.

Минерально-котектические цепочки повышающейся тугоплавкости определяют в основных чертах ход магматического фракционирования при выплавке и кристаллизации магм. Основу магм и вулканических пород мелалапкритоидной группы составляет плавление избыточного оливина; для субмелалапкритоидной группы — плавление котектик клинопироксена с высокомагниевыми фазами (оливин, ортопироксен, гранат); для базальтоидной — клинопироксена с высокоглиноземистыми силикатами (плагноклаз, гранат); для трахитоидной — щелочного полевого шпата с другим полевым шпатом, фельдшпатоидами; для риолитоидной — кварца или другой модификации кремнезема с полевыми шпатами. С плавлением соответствующих котектик либо избыточного минерала увязываются глобально выраженные максимумы пород перечисленных групп. Устойчивые минимумы соответствуют моменту исчерпания обязательного минерала при выплавке каждой группы магм: свободного кремнезема для кислой группы, щелочного полевого шпата для трахитоидной, высокоглиноземистого силиката для базальтоидной, клинопироксена для субмелалапкритоидной. Минимумы и другие устойчиво локализованные нарушения однородности распределения составов объясняются задержкой плавления на температурных барьерах после израсходования какого-либо из главных минералов очередной котектики, при условии удаления выплавов. Последнее, вероятно, реализуется в основном как порционное, после достаточно продвинутого плавления.

Породные группы вместе с соответствующими каждой из них исходными группами магм (эти связи целесообразно назвать магматическими группами) оказываются удобной предметно-классификационной базой для

магмо- и петрогенетического исследования. В номенклатуре, пригодной для всех магматических (интрузивных, эффузивных) образований это группы ультра- и субультрамафическая, базитовая, щелочносалическая, кислая, карбонатитовая.

В работе обращено внимание на влияние химического состава исходных пород на состав всех групп магм. Это влияние оказывается весьма существенным, что вместе с другими причинами оправдывает попытки смоделировать подсистему магмообразующих субстратов.

Все петрологи сходятся сейчас на том, что глубинные кристаллические породы, участвующие в выплавке магм, в той или иной мере неоднородны. Нельзя предложить однозначную и детальную структурную схему распределения магмопроизводящих пород. В нашей работе использована неспецифическая в структурном смысле, качественно-порядковая «коронарная» модель. В ней принимается, что магмообразующие породы рассредоточены в виде сети макроскопических зон или тел. В этой сети предполагается петрохимическая и минералогическая зональность составов по вертикали. Снизу вверх в ней статистически растут содержания кремнезема, глинозема и щелочей, железо-магниевое отношение; в верхнемантийной части снизу вверх уменьшается, а в коровой увеличивается калиево-натриевое отношение. Определенные статистические тренды приняты для содержаний в исходных породах флюидных и других элементов-примесей. Сопряженная с петрохимией пород смена минеральных ассоциаций обуславливает выклинивание сверху вниз пород, благоприятных для эффективного выплавления кислых, затем щелочносалических, затем базитовых магм. В схеме вертикальной зональности учтены закономерности смены составов, предполагаемые в традиционных слоистых моделях литосферы. Коронарная модель позволяет предполагать широкую возможность избирательного продвинутого плавления пород (динамическое парциальное плавление), снимает трудности сегрегации магм. В сочетании с механизмом вертикальной миграции фронта магмообразования она позволяет сформулировать поддающиеся проверке следствия о смене породных групп и трендах состава пород в ассоциациях, помогает при объяснении ряда других особенностей состава магматических комплексов.

Историко-геологическую мотивировку коронарной схемы магмообразующих субстратов мы провели с позиций представления о направленном вызревании литосферного профиля, которое расширяет известные взгляды о стадиях вызревания коры. Принимается, что литосферный профиль более сложен, полон и богат продуктами продвинутого фракционирования вещества в областях длительного конструктивного развития (материковый сектор) и более примитивен в деструктивных (особенно в открытом океане).

Мы исходили из того, что выплавляемые магмы каждой группы в каждой региональной вулканической ассоциации характеризуются некоторым спектром химических составов. Ширину спектра точно оценить трудно или невозможно, но средний состав исходных магм в пределах группы можно считать близким к среднему составу соответствующей породной группы данной ассоциации. Петрохимические средние по породным группам и корреляционные зависимости между средними представлялись особо интересными для выяснения условий выплавки магм, что вполне подтвердилось в результате исследования.

Колебания содержаний петрохимических компонентов внутри породных групп в каждой вулканической ассоциации и сопряженность между компонентами состава пород (проб) — итог всего фракционного процесса, начиная с выплавки магм. Но интересны они прежде всего как отражение поздних стадий фракционирования при частичной кристаллизации магм, что тоже ясно подтверждается проведенным исследованием.

Обсуждение общепетрографических, экспериментальных и физико-химических данных позволяет сделать вывод, что на стадии частичной кристаллизации вулканических магм магмообразующие котектики играют буферную роль, сдерживая изменение состава расплавов. Котектическая

устойчивость проявляется уже начиная с субмелалапикритоидов. Благодаря ей состав магм при малых и умеренных степенях кристаллизации удерживается в рамках данной магматической группы. Некоторый сдвиг составов определяется в основном фракционированием минералов ликвидуса. Набор и состав их в каждой группе при подъеме магм (спаде давления) обычно меняется так, что обогащает более глубинные расплавы щелочами и железом, а менее глубинные — глиноземом и кремнеземом.

Температурные соотношения котектических и избыточных минералов определяют в основных чертах и способность ассимиляции магмами материала боковых пород при подъеме. Начавшая кристаллизоваться магма в общем случае поглощает только более легкоплавкие минералы или котектические комбинации. Более высокотемпературные магмы в окололиквидусном состоянии способны ассимилировать породы, отвечающие более низкотемпературным котектикам в последовательности от мелак субмелалапикритоидным, базальтоидным, щелочносалическим, кислым. Поглощение в обратной последовательности возможно перегретой магмой.

В работе показано, что важную информацию об условиях магматического фракционирования вещества несут уровни содержания петрогенных компонентов, корреляционные связи между ними, показатели изменчивости содержаний. Проанализированы с этой точки зрения средние и крайние содержания в породных группах, статистические различия уровней между вулканическими формациями разных геолого-тектонических типов областей. Проинтерпретированы корреляции между петрогенными компонентами пород, а также между средними внутри породных групп и межгрупповые. Распределение средних и параметров изменчивости и зависимость между ними исследованы на больших выборках ассоциаций впервые. Обсуждены удовлетворяющие петрохимическим характеристикам породных групп возможные особенности состава исходных пород, соотношения глубин и температур формирования магм, состав минеральных фаз и котектик, проявления некоторых общих закономерностей химического сродства элементов. Показано, что выводы по необходимости имеют лишь качественный и порядковый, иногда неоднозначный характер.

Использование общегеологических предпосылок позволяет обоснованнее представить сочетание физико-химических факторов магмогенеза, которые в противном случае придается комбинировать произвольно. Так, задаваясь перемещением и разным положением фронта магмогенеза, удается представить сопряженно меняющиеся теплопоток, разгрузку давления, смену химического и минерального состава глубинных пород и флюидов. Подъем фронта, в частности, позволяет объяснить гомодромную тенденцию смены породных групп и пород на прогрессивном этапе формирования обособленных региональных вулканических серий, а опускание — антидромную на заключительном регрессивном. Учитывая разную степень зрелости литосферного профиля, вероятную вертикальную зональность магмообразующих масс и разное положение фронта выплавления магм, удается комплексно истолковать основные особенности состава вулканических формаций разных геолого-тектонических типов областей (относительную распространенность разных породных групп; соотношение одноименных групп по петрохимическим средним; относительную распространенность петрохимических классов пород и т. п.). Так, в срединно-океанических подвижных (рифтовых) поясах деградированный литосферный профиль (без развитого гранитоидно-метаморфического этажа коры и развитой системы тел базитового состава в верхах мантии) объясняет малые объемы магм и пород кислой группы, особенно низкощелочных, и почти полное отсутствие низкощелочных андезитов, даже при возможном высоком подъеме фронта магмогенеза. Деградированный литосферный профиль открытого океана предполагает повышенную магнезиальность глубинных пород, крайне низкий фон калия в них, редкость глубинных масс со свободным кремнеземом, низкий суммарный уровень содержания флюидов, вероятно, низкое отношение  $H_2O/CO_2$  (не способствующее вовлечению в расплав ортопироксена). Все это объясняет экстремально пони-

женные статистические уровни  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и железистости базальтоидов открытого океана, экстремально повышенные  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и натриевость.

Опыт проведенного исследования позволил нам убедиться еще раз в том, что при отсутствии обоснованных геологических предпосылок магмогенетическая интерпретация затруднена, выбор физико-химических факторов становится более произвольным, а результаты — более неоднозначными. Это особенно отчетливо проявляется при толковании магмогенеза отдельных классов или разновидностей пород, отдельно взятых региональных ассоциаций.

Положительная корреляция между разными породными группами в вулканических комплексах проявляется по многим петрохимическим компонентам, список которых неодинаков для разных пар породных групп. Эти корреляции совсем не обязательно толковать как результат прямого фракционирования магм. Их могут вызвать: сквозные особенности петрохимического фона исходных пород в региональной зоне магмогенеза (отражающие фракционную предысторию зоны), флюидного фона, термобарического режима (степень перегрева инициирующих магм, разгрузки давления в зоне и т. п.); массообмен между магмами разных групп, магмами и боковыми породами (особенно по высокоподвижным, легкоплавким и флюидным компонентам).

Анализ корреляций между петрохимическими компонентами по пробам пород и средним для породных групп в ассоциациях на глобальных выборках показал прежде всего, насколько проявлены фракционные тренды в разных магмах. Тренд общая щелочность — железистость по средним сильно выражен в пикритоидах, слабо — в базальтоидах и салических магмах. Тренд общая щелочность — общая меланократовость по средним не проявляется в пикритоидах и щелочносалической группе, отчетлив только в базальтоидной и кислой. Характерная для базальтоидов и салических пород отрицательная связь  $\text{SiO}_2$ — $\text{MgO}$  по средним не проявляется в пикритоидах.

Корреляционные зависимости петрохимических компонентов по пробам пород и по средним позволяют проверить многочисленные частные предположения об участии в магмогенезе и относительной фракционной роли разных минералов и котектик. Выявленное различие между корреляциями по пробам и по средним подтверждает, что первые лучше отражают фракционирование через относительно низкobarические минералы и котектики, а вторые — высокobarическое фракционирование. Находит косвенные петрохимические подтверждения принятый в исходной модели минеральный состав котектик, на которые опираются выплавка и дальнейшее сохранение групп магм субмелапикритоидной, базальтоидной, щелочносалической, кислой. Подтверждается, что фракционная роль ликвидусного оливина устойчиво проявлена только в мелапикритоидах; во фракционировании субмелапикритоидов он участвует уже нерегулярно, а в базальтоидах (включая меланократовые) ограниченно. Отличия в системе корреляций в разных породных группах (смена знака и др.) подтверждают популяционно-видовую их обособленность.

Использованные подходы, в значительной мере нетрадиционные, расширяют возможности изучения магмогенеза вулканитов и магматических пород вообще.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
- Амарян В. М. Новые данные о внутреннем строении и происхождении Земли, петрогенезисе и геотектогенезе. Ереван: Айастан, 1974. 51 с.
- Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. Новосибирск: Наука, 1969. 144 с.
- Бакуменко И. Т., Чуйин В. П., Косухин О. Н. Условия генерации и кристаллизации магм кислого состава. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 206—221.
- Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма, М.: Наука, 1981. 134 с.
- Бейли Д. К., Шерер Дж. Ф. Система  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  при давлении 1 атм и петрогенезис щелочных пород. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 284—335.
- Белковский А. И., Царицын Е. П., Локтина И. Н. Клинопроксениты эклогит-сланцевых комплексов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1203—1206.
- Белов Н. В. Вилка Боуена в кристаллохимическом освещении. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1981, ч. 110, вып. 1, с. 3—4.
- Белоусов А. Ф. Об основном вопросе в проблеме происхождения магм базальтоидных ассоциаций. — Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 69—75.
- Белоусов А. Ф. Связь состава и массовости вулканизма с тектоническими факторами. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 262—278.
- Белоусов А. Ф. Проблема генезиса базитовых магм. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 223—234.
- Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.
- Белоусов А. Ф. Сериальная модель в исследовании ассоциаций магматических пород. — Геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 14—20.
- Белоусов А. Ф. Популяционная модель в исследовании ассоциаций магматических пород. — Геол. и геофиз., 1979, № 1, с. 35—45.
- Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.
- Бойд Ф. Р., Ингленд Дж. Л., Дэвис Б. Т. К. Влияние давления на плавление и полиморфизм энстатита ( $\text{MgSiO}_3$ ). — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 307—317.
- Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. Д. Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 278—282.
- Боуэн Н., Татл О. Система  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{H}_2\text{O}$ . — В кн.: Полевые шпаты, Сборник 1. М.: ИЛ, 1952, с. 134—164.
- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 40—73.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 277 с.
- Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
- Винклер Х., Платен И. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск: Наука, 1968. 156 с.
- Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979. 166 с.
- Гельман М. Л. Гранат в изверженных породах. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1980, № 8, с. 35—49.
- Генштафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.
- Генштафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Намсрай Т., Дашевская Д. М. Мегакристаллы ильменита в кайнозойских базальтах Монголии. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 4, с. 982—985.

- Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 18. Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов/Говоров И. Н., Илущин И. П., Харьков А. Д. и др. М.: Наука, 1980. 332 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Кешежинский В. В. и др. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 242—258.
- Грин Д. Х., Ламберт И. Б. Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 92—105.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эглогит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968а, с. 9—77.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968б, с. 132—227.
- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 228—255.
- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эглогитов и гроспидитов.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 21—55.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.
- Давыденко А. Г., Лисицына Е. Е., Безруков Г. Н., Горохов С. С. Минералообразование в кимберлитах в экспериментальных условиях высоких давлений.— Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 129—135.
- Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна/Поляков Г. В., Кривенко А. П., Орлов Д. М. и др. Новосибирск: Наука, 1974. 130 с.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединно-океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М., 1973. 50 с.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М. Первичный расплав океанического толеита и состав верхней мантии океана.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 177—180.
- Донских А. В. Экспериментальное моделирование образования щелочных пород в субсолидусных условиях.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 5, с. 1224—1228.
- Дубровский М. И. Система альбит—анортит—ортоклаз.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1978, № 6, с. 20—32.
- Ермолов П. В., Тяп В. Д., Ермоленко А. Е. Аргимбайский щелочно-габброидный комплекс Жарминского района.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 70—78.
- Жариков В. А., Иванов И. П., Литвин Ю. А., Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлении 35 кбар.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 2, с. 443—446.
- Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Аранович Л. Я., Косяков А. В. Безводные слюды — фазы высокого давления (предварительные данные).— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1980, с. 156—160.
- Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Литвин Ю. А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 8—18.
- Желобов П. П., Куликова А. П., Абрамов Б. А. Исследование кристаллизации ультраосновного расплава.— В кн.: Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1978, с. 83—96.
- Зимин С. С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. 90 с.
- Золотарев Б. П., Войтов Г. И., Саркисян И. С., Черевичная Л. Ф. Газы базальтоидов Срединно-Атлантического хребта (по материалам 45-го рейса «Гломар Челленджер»).— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 1032—1035.
- Иванов В. М. Характер распределения компонентов в силикатных расплавах различного состава под действием гравитационного поля.— Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 157—161.
- Иванов В. М., Доильницын Е. Ф., Лаврентьев Ю. Г., Королюк В. Н. Экспериментальные исследования жидкостной дифференциации гомогенных базальтоидных расплавов (методом высокотемпературного центрифугирования).— Геол. и геофиз., 1974, № 1, с. 25—32.
- Илущин И. П., Никитин Б. М., Павленко А. С., Пополитов Э. И. Щелочи в глубинных включениях из кимберлитов Якутии.— Геохимия, 1979, № 9, с. 1281—1288.
- Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия/Герасимовский В. И., Поляков А. И., Дурасова Н. А. и др. М.: Наука, 1978. 184 с.
- Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
- Йодер Г. С., Тилли Т. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

- Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в томогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 20—29.
- Кадик А. А., Френкель М. Я. Термодинамика декомпрессии водосодержащего магматического расплава (на примере системы альбит—вода) и роль понижения давления в механизме магнообразования. — Геохимия, 1980а, № 3, с. 307—334.
- Кадик А. А., Френкель М. Я. Магнообразование, сопряженное с декомпрессией пород коры и мантии в присутствии летучих компонентов. — Геохимия, 1980б, № 4, с. 467—495.
- Кележинская В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
- Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агпайтовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
- Когарко Л. Н., Рыбчиков И. Д. Полярность минеральных равновесий. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 5, с. 505—516.
- Конников Э. Г., Эпельбаум М. Б., Чехмир А. С. Причины концентрации калия в эндоконтакте Чинейского габбро-норитового плутона. — Геохимия, 1981, № 2, с. 257—263.
- Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М.: Недра, 1975. 207 с.
- Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 69—74.
- Котов Н. В., Донских А. В., Домнина М. И., Шинкарев Н. Ф. Субсолидусные отношения между гапобазальтовой и К-, Na-щелочными системами при повышенных  $P_{H_2O}$  — Т параметрах. — Геохимия, 1979, № 10, с. 1446—1460.
- Котов Н. В., Рогозин М. П., Шинкарев Н. Ф., Домнина М. И. Экспериментальный Na-карбонатный метасоматоз в субсолидусной части гаплогранитной системы под давлением. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1977, ч. 106, вып. 5, с. 581—593.
- Котов Н. В., Шинкарев Н. Ф., Донских А. В., Домнина М. И. Экспериментальный высокотемпературный Na-карбонатный метасоматоз в гапобазальтовой системе. — Геохимия, 1978, № 2, с. 228—237.
- Козьмичев Л. Х., Ито К., Кеннеди Дж. К. Плавление и фазовые отношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. М.: Недра, 1970, с. 53—91.
- Кривенко А. П. Мезозойские калиевые пикритоиды Центрального Алдана. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 465—469.
- Кривенко А. П., Балькина П. А., Поляков Г. В. Распределение щелочей в базитовых плутонах. — Геол. и геофиз., 1980, № 3, с. 144—150.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1973. 208 с.
- Кутолин В. А., Агафонов Л. В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных подулей. — Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 3—13.
- Кутыев Ф. Ш., Иванов Б. В., Овсянников А. А. и др. Экзотические лавы Авачинского вулкана (авачиты). — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1240—1243.
- Кутыев Ф. Ш., Шарапов В. П. Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М.: Недра, 1979. 197 с.
- Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Летников Ф. А., Медведев В. Я., Иванова Л. А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск: Наука, 1978. 151 с.
- Луц Б. Г., Петерсилье И. А., Каржавин В. К. Состав газообразных веществ в породах верхней мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 440—443.
- Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 319 с.
- Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
- Максимов А. П., Кадик А. А. и др. Кристаллизация андезитового расплава при заданной концентрации воды в области давлений до 12 кбар. — Геохимия, 1978, № 5, с. 669—679.
- Манаков А. В. Основы технической минералогии и петрографии. — Томск: Изд-во ТГУ, 1979. 193 с.
- Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979а. 261 с.
- Маракушев А. А. Вопросы рудоносности гипербазитов. — В кн.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1979б, с. 3—23.
- Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород. — Вестн. МГУ. Серия 4, геол., 1979, № 1, с. 3—22.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 513—514.
- Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. О происхождении перлитов. — Вестн. МГУ. Серия 4, геол., 1980, № 1, с. 3—17.
- Марков В. К. Плавление и распад флогопита при высоких давлениях. — В кн.: Исследование глубинных минералов. М.: Наука, 1977, с. 163—175.

- Масуренков Ю. П. Предельные вулканы, гидростатика и закономерности радиального распределения магм.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 5—25.
- Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
- Масуренков Ю. П., Горицкий Ю. А. Разогрев и плавление среды вокруг вулканического канала.— Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55, с. 70—78.
- Мелекесцев И. В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1978. 212 с.
- Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита/Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А. и др. Л.: Недра, 1974. 277 с.
- Милашев В. А. Основные тенденции размещения и факторы локализации кимберлитов.— В кн.: Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений. Л.: Недра, 1974, с. 78—88.
- Милашев В. А. Структуры кимберлитовых полей. Л.: Недра, 1979. 483 с.
- Мэйсон Б., Мелсон У. Лунные породы. М.: Мир, 1973. 165 с.
- Нагапетян Л. Б. Экспериментальное исследование кристаллизации гранитоидных расплавов.— В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Ереван: изд. АН АрмССР, 1972, с. 224—232.
- Нагапетян Л. Б. Вопросы кристаллизации вулканических пород (экспериментальное исследование).— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 227—236.
- Наседкин В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 197 с.
- Наумов В. Б., Коваленко В. И., Горегляд А. В., Ярмолюк В. В. Условия кристаллизации щелочных гранитов и комендитов Южно-Гобийского пояса МНР по данным изучения расплавных включений.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1244—1247.
- Орлова Г. П., Рябчиков И. Д., Муравицкая Г. Н. Ликвидусные равновесия в расплаве высококальцевого базальта для 4 кбар в условиях недостатка воды.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1979, № 4, с. 34—39.
- Орлова М. П. Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау.— Уч. зап. ЛГУ. Серия геол., 1960, вып. 11, № 291, с. 91—121.
- Персиков Э. С. Экспериментальное исследование вязкости базальтовых расплавов.— Вулканол. и сейсмол., 1981а, № 2, с. 70—77.
- Персиков Э. С. Взаимосвязь вязкости магматических расплавов с некоторыми закономерностями кислого и основного магматизма.— Докл. АН СССР, 1981б, т. 260, № 2, с. 426—429.
- Персиков Э. С., Эпельбаум М. Б. Влияние давления на вязкость водосодержащих магматических расплавов.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5, с. 1198—1200.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 316 с.
- Перчук Л. Л., Фролова Т. И. Причины разнообразия базальтовых серий.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1979, № 9, с. 28—44.
- Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.—Л.: Наука, 1967. 236 с.
- Поляков А. И., Муравьева Н. С. Дифференцированные риолит-базальтовые серии Исландии и происхождение кислых эффузивов: модель фракционной кристаллизации.— Геохимия, 1981, № 9, с. 1362—1379.
- Попов В. С. Причины плавления, приводящего к образованию магм.— Геохимия, 1977, № 4, с. 516—524.
- Попов В. С. Смешение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа.— Вулканол. и сейсмол., 1981, № 1, с. 3—14.
- Попов В. С., Боронихин В. А., Гмыра В. Г., Семин В. А. Гранаты из андезит-дацитов Кельского вулканического нагорья (Большой Кавказ).— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1981, ч. 110, вып. 1, с. 76—85.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 175 с.
- Рассказов С. В., Киселев А. И. Мегакристовые ассоциации из кайнозойского вулканического плато хребта Удокан.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 1, с. 192—195.
- Резанов И. А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М.: Недра, 1980. 263 с.
- Рингвуд А. Е. Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 113 с.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 78—117.
- Розинов М. И. Особенности дифференциации Осиновской интрузии (Западное Забайкалье).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1965, № 10, с. 126—131.
- Рой Л., Тагл О. Исследования в гидротермальных условиях.— В кн.: Физика и химия Земли. М.: ИЛ, 1958, с. 186—238.
- Роненсон Б. М. Геология Вишневогорского интрузива и проблема генезиса щелочных пород Среднего Урала.— В кн.: Происхождение щелочных пород. М.: Наука, 1964, с. 7—11.
- Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1966, с. 174.

- Ротман В. К., Марковский Б. А. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 133 с.
- Рябчиков И. Д. Роль летучих компонентов в мантийном магмообразовании. — В кн.: *Петрология литосферы и рудоносность*. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1981, с. 99—100.
- Рябчиков И. Д. Снижение растворимости высокоплотных кристаллических фаз в гидротермальных флюидах при увеличении давления. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 3, с. 698—700.
- Рябчиков И. Д., Беттчер А. Л. Состав водных флюидов, равновесных с флогопитсодержащими мантийными парагенезисами при высоких температурах и давлениях. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1980, № 3, с. 56—62.
- Рябчиков И. Д., Грин Д. Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм. — В кн.: *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 1978, с. 49—64.
- Рябчиков И. Д., Грин Д. Х., Уолл В. Дж., Брей Г. П. Состояние окисления углерода в пределах зоны пониженных скоростей. — *Геохимия*, 1981, № 2, с. 221—232.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Смирнов М. Ю., Томнина М. И., Донских А. В. и др. О генетической связи метабазитов, гранитоидов и щелочных пород Северного Тимана (по геологическим и экспериментальным данным). — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1980, вып. 4, ч. 109, с. 412—423.
- Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 475 с.
- Соболев В. К., Станковский А. Ф. Карбонатные включения в хромшпинелидах из пластовых тел кимберлитов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1477—1488.
- Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения. — Минер. сб. Львовского геол. о-ва, 1952, № 6, с. 147—152.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 34 с.
- Соболев В. С. Козистовые (кварцевые) эклогиты как источник мантийных магм, богатых кремнеземом. — В кн.: *Проблемы глубинного магматизма*. М.: Наука, 1979, с. 7—11.
- Соболев В. С. Роль смешения магм при образовании изверженных пород. — В кн.: *Петрология литосферы и рудоносность*. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1981, с. 82—83.
- Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 24—35.
- Соболев В. С., Кепежинская В. В. Типы дифференциации серий вулканических пород. — Геол. и геофиз., 1974, № 12, с. 9—18.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблема двухэтапного образования земной коры. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2, с. 435—438.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 683—685.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
- Соболев Н. В. Особенности условий минералообразования в области устойчивости алмаза. — В кн.: *Петрология литосферы и рудоносность*. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1981, с. 100—101.
- Соболев Р. Н., Меламед В. Г., Авиллина И. А. Влияние физических параметров «сухих» расплавов на длительность их кристаллизации. — Вестн. МГУ. Серия 4, геол., 1981, № 1, с. 65—73.
- Степанов В. С. Комплекс лепролитов — габбро-норитов (друзитов) Западного Беломорья. — В кн.: *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск: изд. Карельского фил. АН СССР, 1975, с. 54—67.
- Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы/Мокшанцев К. Б., Еловских В. В., Ковальский В. В. и др. Новосибирск: Наука, 1974. 98 с.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
- Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.
- Федотов Ж. А. Химический состав базальтсодержащих серий вулканических пород в свете экспериментальных данных по плавлению базальтов. — *Геохимия*, 1978, № 5, с. 680—690.
- Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1976а, № 4, с. 5—16.
- Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1976б, № 5, с. 25—37.
- Федотов С. А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1976в, № 10, с. 5—23.
- Федотов С. А. О вязком нагреве магм и лав при течении, диаметрах астеносферных маг-

- матических колонн, скоростях подъема и дифференциации магм в них под вулканами островных дуг. — Вулканол. и сейсмол., 1979, № 1, с. 5—15.
- Филимонова Л. Г., Горшков А. И., Мохов А. В. и др.** О самородных металлах и муассаните в калиевых риолитах богоспольской свиты Южного Сихотэ-Алиня. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 5, с. 1217—1220.
- Флеров Г. Б., Колосков А. В.** Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии/Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкандрий Б. О. М.:** Наука, 1977. 214 с.
- Флюидный режим формирования мантийных пород/Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Остафийчук И. М. и др.** Новосибирск: Наука, 1980. 142 с.
- Франко Р. Р., Шерер Ж. Ф.** Температуры плавкостей в смесях полевых шпатов, натрия, калия и кальция. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: ИЛ, 1954, с. 288—301.
- Хитаров Н. И., Кадик А. А., Малинин С. Д.** Информация о новых экспериментальных работах в области геохимии глубинных процессов. — Геохимия, 1971, № 10, с. 1270—1277.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Дорфман А. М., Слуцкий А. Б.** Вязкость сухих и водосодержащих базальтовых расплавов под давлением. — Геохимия, 1979, № 6, с. 900—905.
- Хитаров Н. И., Наганетян Л. Б., Лебедев Е. Б.** Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). — Геохимия, 1969, № 3, с. 273—287.
- Черский Н. В., Царев В. П.** О новых моделях физико-химических преобразований горных пород в высокоомобильных областях Земли. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5, с. 1200—1203.
- Шаракшинов А. О.** Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1975. 155 с.
- Шарков Е. В.** Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
- Шарков Е. В., Сиддеев А. С.** Ортопироксеновый барьер и происхождение андезитовых серий магматических горных пород. — Геохимия, 1981, № 5, с. 627—636.
- Шарков Е. В.** Кристаллизация толеитовых и щелочных базальтов в рамках системы  $Ol-Srx-Pl-Qu, Ol-Srx-Pl-Ne$  и  $Srx-Pl-Ne-Og$  и некоторые вопросы происхождения щелочных магм. — Геохимия, 1980, № 1, с. 27—39.
- Шейнманн Ю. М.** О тектонических условиях магмообразования. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 183—193.
- Шейнманн Ю. М.** Заметки о развитии магмы. — Сов. геология, 1969а, № 1, с. 104—108.
- Шейнманн Ю. М.** К проблеме глубинных источников магм. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол., 1969б, т. 44, № 3, с. 5—17.
- Шейнманн Ю. М., Геншафт Ю. С., Баженова Г. Н.** Эволюция ультраосновного — щелочного расплава (на примере экспериментального изучения плавления мельтейгита). — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 236—242.
- Шерер Дж. Ф.** Щелочно-полевошпатовый разрез в системе  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2$ . — В кн.: Полевые шпаты. М.: ИЛ, 1952, с. 165—173.
- Шиллинг Дж.-Г.** Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 198—241.
- Шинкарев Н. Ф.** Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 304 с.
- Шкодзинский В. С.** К проблеме эволюции агрегатного состояния и генезиса базальтовых магм. — Вулканол. и сейсмол., 1980, № 2, с. 67—80.
- Шкодзинский В. С., Никишов К. Н.** Условия генерации и эволюция кимберлитовых расплавов. — В кн.: Петрология и геохимия кимберлитовых расплавов на ранних этапах эволюции. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1977, с. 5—17.
- Щека С. А.** Об одном из примеров несмесимости силикатных расплавов. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 75—77.
- Эпельбаум М. Б.** Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 255 с.
- Ярошевский А. А.** О дифференциации магматического расплава в гравитационном поле. — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 12—22.
- Akella J., Kennedy G. C.** Studies on anorthite — diopside<sub>50</sub> — hedenbergite<sub>50</sub> at high pressures and temperatures. — Amer. J. Sci., 1971, v. 270, N 1, p. 155—165.
- Allen J. C., Modreski P. J., Haywood C., Boettcher A. L.** The role of water in the mantle of the earth: the stability of amphiboles and micas. — In: 24th Geol. Congr., v. 2, 1972, p. 231—240.
- Anderson A. T. Jr.** Evidence for a picritic, volatile-rich magma beneath Mt. Shasta, California. — J. Petrol., 1974, v. 15, pt 2, p. 243—267.
- Arculus R. J.** Melting behavior of two basanites in the range 10 to 35 kbar and the effect of  $TiO_2$  on the olivine — diopside reactions at high pressures. — Carnegie Inst. Washington Year Book 74, 1975, p. 512—515.
- Arculus R. J., Osborn E. F.** Phase relations in the system  $MgO - iron\ oxide - Cr_2O_3 - SiO_2$ . — Carnegie Inst. Washington Year Book 74, 1975, p. 507—512.

- Arndt N. T. Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure.— Carnegie Inst. Washington Year Book 75, 1976, p. 555—562.
- Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite.— Carnegie Inst. Washington Year Book 76, 1977a, p. 424—428.
- Arndt N. T. Ultrabasic magmas and high-degree melting of the mantle.— Contrib. Mineral. Petrol., 19776, v. 64, N 2, p. 205—221.
- Arndt N. T., Francis D., Hynes A. J. The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites.— Can. Mineral., 1979, v. 17, pt 2, p. 147—163.
- Bailey D. K. Crustal warping — a possible tectonic control of alkaline magmatism.— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 6, p. 1103—1112.
- Bailey D. K., Schairer J. F. Feldspar — liquid equilibria in peralkaline liquids — the orthoclase effect.— Amer. J. Sci., 1964, v. 262, p. 4198—4206.
- Bailey D. K., Schairer J. F. The system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  at 1 atmosphere and the petrogenesis of alkaline rocks.— J. Petrol., 1966, v. 7, N 1, p. 114—170.
- Baldridge W. S., Carmichael I. S. E., Albee A. L. Crystallization paths of leucite-bearing lavas.— Contrib. Mineral. Petrol., 1981, v. 76, N 3, p. 321—335.
- Barton M., Hamilton D. L. Water — saturated melting relations to 5 kilobars of three Leucite Hill lavas.— Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 66, N 1, p. 41—49.
- Bebien J. «Orogenic» and «anorogenic» basic magmatisms and  $\text{TiO}_2$  contents: «isotitaniferous» and «anisotitaniferous» associations.— J. Volcanol. Geotherm. Res., 1980, v. 8, N 2-4, p. 337—342.
- Bell P. M. High-pressure melting relations for jadeite composition.— Carnegie Inst. Washington Year Book 63, 1964, p. 171—173.
- Bell P. M., Mao H. K. The hypothesis of melting at stress dislocation in the Earth.— Carnegie Inst. Washington Year Book 71, 1972, p. 416—418.
- Bell P. M., Roseboom E. H. Melting relationships of jadeite and albite to 45 kilobars with comments on melting diagrams of binary systems at high pressures.— Miner. Soc. Amer. Spec. Paper 2, 1969, p. 151—161.
- Bender J. F., Hodges F. N., Bence A. E. Petrogenesis of basalts from the Project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars.— Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 41, N 3, p. 277—302.
- Bickle M. J., Ford C. E., Nisbet E. G. The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high-pressure melting experiments.— Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 37, N 1, p. 90—96.
- Binns R. A., Duggan M. B., Wilkinson J. F. G. High-pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales.— Amer. J. Sci., 1970, v. 269, N 2, p. 132—168.
- Boettcher A. L. Volcanism and orogenic belts — the origin of andesites.— Tectonophysics, 1973, v. 17, N 3, p. 223—240.
- Boettcher A. L. The systems albite — orthoclase — water and albite — orthoclase — quartz — water: chemographic phase relationships.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N B12, p. 6955—6962.
- Boettcher A. L., O'Neil J. R. Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism on the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites.— Amer. J. Sci., 1980, v. 280-A, pt 2, p. 594—621.
- Bottinga Y., Allegre C. J. Partial melting under spreading ridges.— Philos. Transact. Roy. Soc. Lond. A, 1978, v. 288, p. 501—525.
- Bowen N. L. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas.— Amer. J. Sci., 1915, v. 40, p. 161—185.
- Boyd F. R., Danchin R. V. Lherzolites, eclogites and megacrysts from some kimberlites of Angola.— Amer. J. Sci., 1980, v. 280-A, pt 2, p. 528—549.
- Brey G. Origin of olivine melilitites — chemical and experimental constraints.— J. Volcanol. Geotherm. Res., 1978, v. 3, N 1/2, p. 61—88.
- Brey G., Green D. H. Solubility of  $\text{CO}_2$  in olivine melilitite at high-pressures and role of  $\text{CO}_2$  in the Earth's upper mantle.— Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 55, N 2, p. 217—230.
- Brown G. C. A comment on the role of water in the partial fusion of crustal rocks.— Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, p. 355—358.
- Brown G. C., Bowden P. Experimental studies concerning the genesis of the Nigerian younger granites.— Contrib. Mineral. Petrol., 1973, v. 40, N 2, p. 131—140.
- Brown G. C., Fyfe W. S. Production of granite melts during ultrametamorphism.— Contrib. Mineral. Petrol., 1970, v. 28, N 4, p. 310—348.
- Bultitude R. J., Green D. H. Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilitite nephelinite magmas.— Earth Planet. Sci. Lett., 1967, v. 3, N 4, p. 325—337.
- Bultitude R. J., Green D. H. Experimental study of crystal-liquid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite composition.— J. Petrol., 1971, v. 12, pt. 1, p. 121—147.
- Burnham C. W. Water and magmas; a mixing model.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975, v. 39, N 8, p. 1077—1084.
- Capedri S., Garuti G., Rivalenti G., Rossi A. The origin of the Ivrea — Verbano basic formation — pyroxenitic and gabbroic mobilisates as products of partial melting of mantle peridotite.— N. Jb. Miner. Monatsch, 1977, H. 4, S. 168—179.

- Carmichael I. S. E. Pantelleritic liquids and their phenocrysts.— *Miner. Mag.*, 1962, v. 33, N 257, p. 86—113.
- Carmichael I. S. E. Natural liquids and the phonolitic minimum.— *Geol. J.*, 1964, v. 4, pt 1, p. 55—60.
- Carmichael I. S. E., McKenzie W. S. Feldspar-liquid equilibria in pantellerites: an experimental study.— *Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261, N 4, p. 382—396.
- Chayes F. Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association.— *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, N 5, p. 1519—1534.
- Chayes F. Petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans.— *J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69, N 8, p. 1573—1588.
- Chayes F. The so-called andesites of the oceanic islands.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 68, 1969, p. 175—176.
- Coats R. R. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc.— In: *The crust in the Pacific basin. Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union*, v. 6, 1962, p. 92—109.
- Cowthorn R. G., Strong D. F., Brown P. A. Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas.— *Nature*, 1976, v. 259, p. 102.
- Crawford A. J., Becaluva L., Serri G. Tectono-magmatic evolution of the West Philippine — Mariana region and the origin of boninites.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 54, N 2, p. 346—356.
- Cundry A. Petrology of the leucite-bearing lavas in New South Wales.— *J. Geol. Soc. Australia*, 1973, v. 20, pt 4, p. 465—491.
- Cundry A., O'Hara M. J. Experimental study at atmospheric and high pressures of a mafic leucitite from New South Wales, Australia.— In: *Progress in experimental petrology. 3rd Progress Report, Manchester — Edinburgh*, 1976, p. 260—261.
- Davis B. T. C., Schairer J. F. Melting relation in the join diopside — forsterite — pyrope at 40 kilobars and at one atmosphere.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 64, 1965, p. 123—125.
- Delaney J. R., Muenow D., Gangui J., Royce D. Anhydrous glass-vapor inclusions from phenocrysts in oceanic tholeiitic pillow basalts.— *Transact. Amer. Geophys. Union*, 1977, v. 58, p. 530.
- Delaney J. R., Muenow D. W., Graham D. G. Abundance and distribution of water, carbon and sulfur in the glassy rims of submarine pillow basalts.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, N 6, p. 581—594.
- Delano J. W. Experimental melting relations of 63545, 76015 and 76055.— *Proceed. Lunar Sci. Conf. 8th*, v. 2, 1977, N. Y.: Pergamon Press, 1977, p. 2097—2123.
- Dickey J. S. Jr. Partial fusion products in Alpine-type peridotites, Serrania de la Ronda and other examples.— *Miner. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1970, v. 3, p. 33—49.
- Dungan M. A., Brown R. W. The petrology of the Apollo 12 ilmenite basalt suite.— *Proceed. Lunar Sci. Conf. 8th*, v. 2, N. Y.: Pergamon Press, 1977, p. 1339—1381.
- Dupuy C., Dostal J., Vernieres J. Genesis of volcanic rocks related to subduction zones, geochemical point of view.— *Bull. Soc. geol. France*, 1977, Ser. 7, t. 19, N 6, p. 1233—1243.
- Eby G. N. Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dikes and sills, Monteregian Hills petrographic province, Quebec.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 75, N 3, p. 269—278.
- Edgar A. D., Condliffe E., Barnett R. L., Shirran R. J. An experimental study of an olivine-ugandite magma and mechanisms for the formation of its K-enriched derivatives.— *J. Petrol.*, 1980, v. 21, N 3, p. 475—497.
- Edgar A. D., Green D. H., Hibberson W. O. Experimental petrology of a highly potassic magma.— *J. Petrol.*, 1976, v. 17, N 3, p. 339—356.
- Eggler D. H. Amphibole stability in H<sub>2</sub>O—undersaturated calc-alkaline melts.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972a, v. 15, N 1, p. 28—34.
- Eggler D. H. Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimated water content in the natural magma.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1972b, v. 34, N 4, p. 95.
- Eggler D. H. Peridotite-carbonate relations in the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 74, 1975, p. 468—474.
- Eggler D. H. The effect of CO<sub>2</sub> upon partial melting of peridotite in the system Na<sub>2</sub>O—CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub> to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite—H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> system.— *Amer. J. Sci.*, 1978, v. 278, N 3, p. 305—343.
- Eggler D. H., Holloway J. R. Partial melting of peridotite in the presence of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub>: principles and review.— In: *Magma genesis; Proc. Amer. Geophys. Union Chapman Conference on Partial Melting in the Earth's Upper Mantle. Oregon Dept. Geol. Miner. Ind. Bul.*, 96, 1977, p. 15—36.
- Eggler D. H., Kushiro I., Holloway J. R. Free energies of decarbonation reactions at mantle pressures: 1. Stability of the assemblage forsterite — enstatite — magnesite in the system MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O to 60 kbar.— *Amer. Miner.*, 1979, v. 64, N 3/4, p. 288—293.
- Eggler D. H., McCallum M. E. Xenoliths in diatremes of the Western United States.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 73, 1974, p. 297.
- Eggler D. H., Wendlandt R. F. Phase relations of a kimberlite composition.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 77, 1978, p. 751—756.
- Ellis D. E., Wyllie P. J. Phase relations and their petrological implications in the system

- MgO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> at pressures up to 100 kbar.— *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, N 5/6, p. 540—556.
- Emslie R. F., Lindsley D. H.** Experiments bearing on the origin of anorthositic intrusions.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 67, 1968, p. 108—111.
- Energetics of geological processes/Ed. by S. K. Saxena, S. Bhattacharji.** Springer-Verlag, N. Y.— Heidelberg — Berlin, 1977. 473 p.
- Ewans S. H., Nash W. P.** Petrogenesis of xenolith — bearing basalts from southeastern Arizona.— *Amer. Miner.*, 1979, v. 64, N 3/4, p. 249—267.
- Francis D. M.** The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska.— *J. Petrol.*, 1976, v. 17, N 3, p. 357—378.
- Freund F., Kathrein H., Wengeler H., Knobel R.** Carbon in solid solution in forsterite — a key to the untractable nature of reduced carbon in terrestrial and cosmo-genic rocks.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1980, v. 44, N 9, p. 1319—1333.
- Frost B. R.** Mineral equilibria involving mixed-volatiles in a C—O—H fluid phase: The stabilities of graphite and siderite.— *Amer. J. Sci.*, 1979, v. 279, N 9, p. 1033—1059.
- Fujii T., Kushiro I.** Density, viscosity and compressibility of basaltic liquid at high pressures.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 76, 1977a, p. 419—424.
- Fujii T., Kushiro I.** Melting relations and viscosity of an abyssal tholeiite.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 76, 1977b, p. 461—465.
- Fyfe W. S., Price N. J., Thompson A. B.** Fluids in the Earth's crust. Amsterdam—Oxford — N. Y.: Elsevier Sci. Publ. Co, 1978. 383 p.
- Gandhi S. S.** Petrology of the Monteregian intrusions of Mount Yamaska, Quebec.— *Can. Mineral.*, 1970, v. 10, N 3, p. 452—484.
- Garcia M. O., Jacobson S. S.** Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1979, v. 69, N 4, p. 319—327.
- Garcia M. O., Liu N. W. K., Muenov D. W.** Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana Island arc and trough.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, N 3, p. 305—312.
- Gates O., Moench R. H.** Bimodal Silurian and Lower Devonian volcanic rock assemblages in the Machias, Eastport Area, US Maine. *Geol. Surv. Prof. Paper* 1184, 1981. 32 p.
- Gibbon D. I., Wyllie P. J.** Experimental studies of igneous rock series.— *J. Geol.*, 1969, v. 77, N 2, p. 221—239.
- Grasso V. G.** The TiO<sub>2</sub> frequency in volcanic rocks.— *Geol. Rundschau*, 1967, Bd 57, H. 3, S. 930—935.
- Green D. H.** Effects of high pressure on basaltic rock.— In: *Basalts*. N. Y.—L., 1967, p. 401—444.
- Green D. H.** The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle.— *Tectonophysics*, 1969, v. 7, N 5/6, p. 409—422.
- Green D. H.** A review on experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1970, v. 3, p. 221—235.
- Green D. H.** Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism.— *Philos. Transact. Soc. Lond.*, A, 1971, v. 268, N 1192, p. 707—725.
- Green D. H.** Archean greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar maria?— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 15, N 2, p. 263—270.
- Green D. H.** Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973a, v. 17, N 2, p. 456—465.
- 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.*, 1973b, v. 19, N 1, p. 37—53.
- Green D. H.** Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-ocean ridge, stable crust and island arc environments.— *Tectonophysics*, 1973b, v. 17, N 3, p. 285—297.
- Green D. H.** Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics.— *Geology*, 1975, v. 3, N 1, p. 15—18.
- Green D. H., Hibberson W.** Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1970a, v. 3, N 2, p. 247—254.
- Green D. H., Hibberson W.** The instability of plagioclase in peridotite at high pressure.— *Lithos*, 1970b, v. 3, N 3, p. 209—221.
- Green D. H., Hibberson W., Jaques A. L.** Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts.— In: *The Earth: its origin, structure and evolution*. L.: Acad. Press., 1979, p. 265—300.
- Green D. H., Nicholls I. A., Viljoen M., Viljoen R.** Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism.— *Geology*, 1975, v. 3, N 1, p. 11—14.
- Green D. H., Ringwood A. E.** An experimental investigation into the gabbro-eclogite transformation and its petrological significance.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967a, v. 31, p. 767—833.
- 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.*, 1967b, v. 3, N 2, p. 151—160.
- Green D. H., Ringwood A. E.** Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1970, v. 3, p. 359—371.

- Green D. H., Ringwood A. E.** A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite — eclogite transition. — *J. Geol.*, 1972, v. 80, N 3, p. 277—288.
- Green H. W.** A CO<sub>2</sub> charged asthenosphere. — *Nature*, 1972, v. 238, p. 2—5.
- Green H. W., Radeliffe S. V.** Fluid precipitates in rocks from the earth's mantle. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, p. 846—852.
- Green T. H.** Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1972, v. 34, N 2, p. 150—166.
- Grove T. L., Vaniman D. T.** Experimental petrology of very low Ti (VLT) basalts. — In: *Mare Crisium: The view from Luna 24*. Pergamon Press, 1978, p. 445—471.
- Grove T. L., Walker D., Longhi J. e. a.** Petrology of rock 12002 and origin of picritic basalts at Oceanus Procellarum. — *Proc. Lunar Sci. Conf. 4th*. N. Y.: Pergamon Press, 1973, p. 995—1011.
- Hamilton D. L., McKenzie W. S.** Phase equilibrium studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (nepheline) — KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (kalsilite) — SiO<sub>2</sub> — H<sub>2</sub>O. — *Mineral. Mag.*, 1965, v. 34, p. 214—231.
- Hanson G. N.** Geochemical evolution of the suboceanic mantle. — *J. Geol. Soc. Lond.*, 1977, v. 134, p. 235—253.
- Hart S. R., Nalwalk A. J. K.** Rb, Cs and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1970, v. 34, N 2, p. 145—155.
- Helz R. T.** Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{H_2O} = 5$  kb as a function of oxygen fugacity. — *J. Petrol.*, 1973, v. 14, N 2, p. 249—302.
- Hibbard M. J.** The magma origin of mantled feldspars. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1981, v. 76, N 2, p. 158—170.
- Hill R. E. T., Boettcher A. L.** Water in the earth's mantle. — *Science*, 1970, v. 167, N 3920, p. 980—981.
- Hill R., Roeder P.** The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. — *J. Geol.*, 1974, v. 82, p. 709—729.
- Hodges F. N., Kushiro I.** Petrology of Apollo 16 lunar highland rocks. — *Proceed. Lunar Sci. Conf. 4th*. 1973, v. 1, p. 1033—1048.
- Hoffman Ch.** Natural granitic rocks and the granite systems Qz—Or—Ab—An—(H<sub>2</sub>O) and Qz—Ab—An—(H<sub>2</sub>O). — *N. Jb. Miner. Monatsh.*, 1976, H. 7, S. 289—306.
- Hoffman A. W., Hart S. R.** An assessment of local and regional isotopic equilibrium in a partially molten mantle. — *Carnegie Inst. Washington Year Book 74*, 1975, p. 195—210.
- Holland T. J. B.** The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600—1200°C. — *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, N 1/2, p. 129—134.
- Holloway I. R.** Fluids in the evolution of granitic magmas: Consequences of finite CO<sub>2</sub> solubility. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 10, p. 1513—1518.
- Holloway I. R., Burnham C. W.** Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. — *J. Petrol.*, 1972, v. 13, N 1, p. 1—29.
- Holloway J. R., Mysen B. O., Egger D. H.** The solubility of CO<sub>2</sub> in liquids on the join CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>. *Carnegie Inst. Washington Year Book 75*, 1976, p. 626—630.
- Huang W. L., Wyllie P. J.** Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 42, N 1, p. 1—14.
- Huebner J. S., Turnock A. C.** The melting relations at 1 bar of pyroxenes composed largely of Ca-, Mg- and Fe-bearing components. — *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, N 3/4, p. 225—271.
- Hutchison R., Chambers A. L. e. a.** Chemical variation among French ultramafic xenoliths — evidence for a heterogeneous upper mantle. — *Miner. Mag.*, 1975, v. 40, N 2, p. 153—170.
- International Working Group on the IGCP Project «Ophiolites».** Initial report on the geological study of oceanic crust of the Philippine Sea floor. — *Ophioliti*, 1977, v. 2, N 1, p. 137—168.
- Irving A. J.** Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. — *Amer. J. Sci.*, 1980, v. 280-A, pt 2, p. 389—426.
- Irving A. J., Price R. C.** Geochemistry and evolution of lherzolite — bearing phonolitic lavas from Nigeria, Australia, East Germany and New Zealand. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1981, v. 45, N 8, p. 1309—1320.
- Ito K., Kennedy G. C.** Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. — *Amer. J. Sci.*, 1967, v. 265, N 6, p. 519—538.
- Ito K., Kennedy G. C.** Melting and phase relations in the plane tholeiite — lherzolite — nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1968, v. 19, N 3, p. 177—211.
- Ito K., Kennedy G. C.** The fine structure of the basalt-eclogite transition. Symposium on the Mineralogy and Petrology of the Upper mantle. — *Miner. Soc. Amer. Spec. Paper 3*, 1970, p. 10—15.
- Ito K., Kennedy G. C.** The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. — *J. Geol.*, 1974, v. 82, N 3, p. 383—392.
- Ito K., Matsumoto T., Kawai N.** Experimental study of a kimberlite at pressures between 42 and 88 kilobars. — *J. Geophys.*, Osaka Univ., 1968, v. 11, p. 27.
- Jaques A. L., Green D. H.** Anhydrous melting of peridotite at 0—15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 73, N 3, p. 287—310.

- James R. S., Hamilton D. L. Phase relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$  at 1 kilobar water vapour pressure.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1969, v. 21, N 2, p. 111—141.
- Johannes W. Metastable melting in the granite system  $\text{Qz}$ — $\text{Or}$ — $\text{Ab}$ — $\text{An}$ — $\text{H}_2\text{O}$ .— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980a, v. 72, N 1, p. 73—80.
- Johannes W. Melting and subsolidus reactions in the system  $\text{K}_2\text{O}$ — $\text{CaO}$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ .— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980b, v. 74, N 1, p. 29—34.
- Kennedy G. C., Ito K. Comments on: «A comparison of recent experimental data on the gabbro—garnet granulite—eclogite transition».— *J. Geol.*, 1972, v. 80, N 3, p. 289—292.
- Kornprobst J. Peridotites and pyroxenites from Beni Bouchera (Morocco): An experimental investigation between 1100 and 1550°C, from 15 to 30 kilobars dry pressure.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 29, N 4, p. 290—309.
- Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between «sub-continental» and «sub-oceanic» mantle.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 53, N 2, p. 241—254.
- Krishnamurthy P. Implications of phase equilibria and chemical parameters for the origin of Archaean ultramafic and mafic lavas.— In: *Archaean geochemistry*. Amsterdam—Oxford—N. Y.: Elsevier Sci. Publ. Co, 1978, p. 305—323.
- Kuno H. Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii.— *Geol. Soc. Amer. Memoir.*, 1969, v. 15, p. 189—234.
- Kushiro I. The system diopside—forsterite—enstatite at 20 kilobars.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 63, 1964, p. 101—108.
- Kushiro I. Coexistence of nepheline and enstatite at high pressures.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 64, 1965, p. 109—112.
- Kushiro I. The system forsterite—diopside—silica with and without water at high pressures.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267-A, p. 269—294.
- Kushiro I. The system diopside—anorthite—albite: determination of composition of coexisting phases.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 72, 1973a, p. 502—507.
- Kushiro I. *Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions.*— *Tectonophysics*, 1973b, v. 17, N 3, p. 211—222.
- Kushiro I. The system forsterite—anorthite—albite—silica— $\text{H}_2\text{O}$  at 15 kbar and the genesis of andesitic magmas in the upper mantle.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 73, 1974a, p. 244—248.
- Kushiro I. Pressure effect on the changes of the forsterite—enstatite liquidus boundary with the addition of other cations and genesis of magmas.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 73, 1974b, p. 248—251.
- Kushiro I. On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals.— *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275, p. 411—431.
- Kushiro I. Density and viscosity of hydrous calc-alkaline andesite magma at high pressures.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 77, 1978, p. 675—677.
- Kushiro I., Shimizu N. e. a. Compositions of co-existing liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: a preliminary report.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 14, N 1, p. 19—25.
- Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the Earth upper mantle.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 3, N 3, p. 197—203.
- Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18, p. 6023—6029.
- Kushiro I., Thompson R. N. Origin of some abyssal tholeiites from the Mid-Atlantic Ridge.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 71, 1972, p. 403—405.
- Kushiro I., Yoder H. S. Jr., Mysen B. O. Viscosity of basaltic and andesitic liquids at high pressures.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 75, 1976, p. 614—618.
- Kushiro I., Yoder H. S., Nishikawa M. Effect of water on the melting of enstatite.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1968, v. 79, N 12, p. 1685—1692.
- Lambert I. B., Wyllie P. J. Stability of hornblende and a model for the low velocity zone.— *Nature*, 1968, v. 219, N 5160, p. 1240.
- Lambert I. B., Wyllie P. J. Low-velocity zone of the earth mantle: Incipient melting caused by water.— *Science*, 1970, v. 169, N 3947, p. 764—766.
- Langmuir C. H., Bender J. F., Bence A. E. e. a. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, N 2, p. 133—156.
- Lappin A. R., Hollister L. S. Partial melting in the Central Gneiss Complex near Prince Rupert, British Columbia.— *Amer. J. Sci.*, 1980, v. 280, N 6, p. 518—545.
- Lindsley D. H. Melting relations of potassium feldspar up to 40 kilobars.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 65, 1966a, p. 204.
- Lindsley D. H. P-T projection for part of the system kalsilite—silica.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 65, 1966b, p. 244—246.
- Lindsley D. H., Emslie R. F. Effect of pressure on the boundary curve in the system diopside—albite—anorthite.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 66, 1967, p. 479—480.
- Liu Lin-Gun. High-pressure phase transformations of albite, jadeite and nepheline.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 37, p. 438—444.

- Liu Lin-Gun.** Phase relations in the system diopside — jadeite at high pressures and high temperatures.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980a, v. 47, N 3, p. 398—402.
- Liu Lin-Gun.** The mineralogy of an eclogitic earth mantle.— *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1980b, v. 23, N 4, p. 262—267.
- Lloyd F. E., Bailey D. K.** Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences.— *Phys. Chem. Erde*, 1975, v. 9, p. 389—416.
- Lovering J. F., White A. J.** Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1969, v. 21, N 1, p. 9—52.
- Ludden J. N.** Fractionation trends defined by residual glasses in the lavas and xenoliths of Piton de la Fournaise, Reunion Island.— *Can. Mineral.*, 1978, v. 16, pt 2, p. 265—276.
- Luth W. C.** The influence of pressure on the composition of eutectic liquids in the binary systems sanidine — silica and albite — silica.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 67, 1968, p. 480—484.
- Luth W. C., Tuttle O.** The alkali feldspar solvus in the system  $\text{Na}_2\text{O}—\text{K}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$ .— *Amer. Miner.*, 1966, v. 51, p. 1359—1373.
- Maaloe S., Aoki K.-I.** The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 63, N 2, p. 161—173.
- Maaloe S., Printzlau I.** Natural partial melting of spinel lherzolite.— *J. Petrol.*, 1979, v. 20, p. 727—742.
- Macdonald R. A., Bailey D. K.** The chemistry of the peralkaline oversaturated obsidians.— *Geol. Surv. Prof. Paper* 440-N-1, 1973. 37 p.
- MacGregor I. D.** The effect of pressure on the minimum melting composition of the system  $\text{MgO}—\text{SiO}_2—\text{TiO}_2$ .— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 64, 1965, p. 135—139.
- MacGregor I. D., Basu A. R.** Petrogenesis of the Mount Albert ultramafic massif, Quebec: Summary.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1979, v. 90, pt 1, N 10, p. 898—900.
- MacLeod N. S.** Differentiation of a gabbro sill in the Oregon Coast Range by crystallization — zone settling. *Geol. Surv. Prof. Paper* 1165, 1981. 22 p.
- MacRae N. D.** Silicate glass and sulfides in ultramafic xenoliths, Newer Basalts, Victoria, Australia.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 68, N 2, p. 275—280.
- MacRae N. D., Nesbitt H. W.** Partial melting of common metasedimentary rocks: a mass balance approach.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 75, N 1, p. 21—26.
- Macropoulos Th.** Bestimmung von kotektischen Schmelzzusammensetzungen im System Quartz — Albit — Anorthit — Wasser ( $\text{Qz}—\text{Ab}—\text{An}—\text{H}_2\text{O}$ ) bei 5 kb  $\text{H}_2\text{O}$ -Druck.— *Chem. Erde*, 1979, Bd 38, H. 2, S. 115—120.
- Malpas J.** Magma generation in the upper mantle, field evidence from ophiolite suites and application to the generation of oceanic lithosphere.— *Philos. Trans. Roy. Soc. Lond. A*, 1978, v. 288, p. 527—546.
- Manning D. A. C.** The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system  $\text{Oz}—\text{Ab}—\text{Or}$  with excess water at 1 kb.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1981, v. 76, N 2, p. 206—215.
- Manning D. A. C., Hamilton D. L., Henderson C. M. B., Dempsey M. J.** The probable occurrence of interstitial Al in hydrous, F-bearing F-free aluminosilicate melts.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 75, N 3, p. 257—262.
- Marsh B. D.** Some Aleutian andesites: their nature and source.— *J. Geol.*, 1976, v. 84, N 1, p. 27—45.
- Martin H.** Geochemical behaviour of major and trace elements during incongruent melting of biotite in the St. Malo massif migmatites.— *N. Jb. Miner. Monatsh.*, 1979, H. 11, S. 509—524.
- Martin R. F., Donnay G.** Hydroxyl in the mantle.— *Amer. Miner.*, 1972, v. 57, p. 554—570.
- Mehnert K. B., Büsch W., Schneider G.** Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites.— *N. Jb. Miner. Monatsh.*, 1973, H. 4, S. 165—182.
- Menzies M.** Mineralogy and partial melt textures within an ultramafic — mafic body, Greece.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 42, N 2, p. 273—285.
- Menzies M., Murthy V. R.** Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas— isotopic evidence.— *Amer. J. Sci.*, 1980, v. 280-A, pt 2, p. 622—638.
- Merrill R. B., Robertson J. K., Wyllie P. J.** Melting reactions in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8—\text{KAlSi}_3\text{O}_8—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$  to 20 kilobars compared with results for other feldspar — quartz —  $\text{H}_2\text{O}$  and rock —  $\text{H}_2\text{O}$  systems.— *J. Geol.*, 1970, v. 78, N 5, p. 558—569.
- Millhollen G. L., Irving A. J., Wyllie P. J.** Melting interval of peridotite with 5.7 per cent water to 30 kilobars.— *J. Geol.*, 1974, v. 82, N 5, p. 575—587.
- Millhollen G. L., Wyllie P. J.** Melting relation of brownhornblende mylonite from St. Paul's rocks under water-saturated and water-undersaturated conditions to 30 kilobars.— *J. Geol.*, 1974, v. 82, N 5, p. 589—606.
- Millhollen G. L., Wyllie P. J., Burnham C. W.** Melting relations of  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  to 30 kb in the presence of  $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2 = 50$  vapor.— *Amer. J. Sci.*, 1971, v. 271, N 5, p. 473—480.
- Minster J. F., Allegre C. J.** Systematic use of trace elements in igneous processes.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1978, v. 68, N 1, p. 37—52.
- Menzies M.** Mineralogy and partial melt textures within an ultramafic-mafic body, Greece.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 42, p. 273—285.

- Modreski P. J., Boettcher A. L. Phase relationships of phlogopite in the system  $K_2O$ — $MgO$ — $CaO$ — $Al_2O_3$ — $H_2O$  to 35 kilobars: a better model for micas in the interior in the earth.— *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 385—515.
- Moore J. G. Water content of basalt erupted on the ocean floor.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 28, N 2, p. 272—279.
- Morse S. A. Feldspars.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 67, 1968a, p. 120—125.
- Morse S. A. Syenites.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 67, 1968b, p. 112—119.
- Mueller R. F., Saxena S. K. *Chemical petrology with application to the terrestrial planets and meteorites.*— Springer-Verlag, N. Y.— Heidelberg — Berlin, 1977. 394 p.
- Muenow D. W., Delaney J. R., Meijer A., Liu N. Water-rich glass — vapor inclusions in phenocrysts from tholeiitic pillow basalt rims in the Marianas back-arc basin. *Transact. Amer. Geophys. Union*, 1977, v. 58, p. 530.
- Muenow D. W., Liu N., Garsia M. O., Saunders A. D. Volatiles in submarine volcanic rocks from the spreading-axis of the East Scotia Sea back-arc basin.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 47, N 2, p. 272—278.
- Murase T., McBirney A. R. Viscosity of lunar lavas.— *Science*, 1970, v. 167, p. 1491—1493.
- Murck B. W., Burruss R. C., Hollister L. C. Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths.— *Amer. Miner.*, 1978, v. 63, N 1, p. 40—46.
- Mysen B. Phase relations of garnet websterite +  $H_2O$  to 30 kbar pressure.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 73, 1974, p. 240—244.
- Mysen B. Partitioning of iron and magnesium between crystals and partial melts in peridotite upper mantle.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1975, v. 52, N 1, p. 69—76.
- Mysen B. The role of descending plates in the formation of andesitic melts beneath island arcs.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 77, 1978, p. 797—801.
- Mysen B., Arculus R. J., Eggler D. H. Solubility of carbon dioxide in melts of andesite, tholeiite and olivine nephelinite composition to 30 kbar pressure.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1975, v. 53, N 4, p. 227—239.
- Mysen B., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle.— *J. Petrol.*, 1975, v. 16, N 3, p. 520—593.
- Mysen B., Kushiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle.— *Amer. Miner.*, 1977, v. 62, N 9/10, p. 843—851.
- Mysen B., Kushiro I., Nicholls I. A., Ringwood A. E. A possible mantle origin for andesitic magmas; discussion of a paper by Nicholls and Ringwood.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 21, p. 221—229.
- Mysen B., Virgo D. The solubility behaviour of  $CO_2$  in melts on the join  $NaAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — $CO_2$  at high pressures and temperatures: a Raman spectroscopic study.— *Amer. Miner.*, 1980a, v. 65, N 11—12, p. 1166—1175.
- Mysen B., Virgo D. Solubility mechanisms of water in basalt melt at high pressures and temperatures:  $NaCaAlSi_3O_7$ — $H_2O$  as a model.— *Amer. Miner.*, 1980b, v. 65, N 11—12, p. 1176—1184.
- Nakamura Y., Kushiro I. Composition of the gas phase in  $Mg_2SiO_4$ — $SiO_2$ — $H_2O$  at 15 kbar.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 73, 1974, p. 255—258.
- Naney M. T., Swanson S. E. The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems.— *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, N 7/8, p. 639—653.
- Nash W. P., Wilkinson J. F. G. Shonkin Sag laccolith, Montana.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 25, p. 241—269.
- Newton R. C., Sharp W. E. Stability of forsterite +  $CO_2$  and its bearing on the role of  $CO_2$  in the mantle.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, N 2, p. 239—244.
- Nicholls I. A. Liquids in equilibrium with peridotitic mineral assemblages at high water pressures.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1974, v. 45, N 3, p. 289—316.
- O'Hara M. J. Melting of garnet peridotite at 30 kilobars.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 62, 1963a, p. 71—75.
- O'Hara M. J. Melting of bimineraleclogite at 30 kilobars.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 62, 1963b, p. 76—77.
- O'Hara M. J. Melting of bimineraleclogite at 30 kilobars.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 62, 1963b, p. 76—77.
- 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, v. 4, N 2, p. 69—133.
- O'Hara M. J., Matthews R. E. Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber.— *J. Geol. Soc. Lond.*, 1981, v. 138, pt. 3, p. 237—277.
- O'Hara M. J., Yoder H. S. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures.— *Scott. J. Geol.*, 1967, v. 3, N 1, p. 67—117.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.— *Amer. J. Sci.*, 1959, v. 257, N 9, p. 609—617.
- Osborn E. F. Change in phase relations in response to change in pressure from 1 atm to 10 kbar for the system  $Mg_2SiO_4$ —iron oxide— $CaAl_2Si_2O_8$ — $SiO_2$ .— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 77, 1978, p. 784—790.
- Osborn E. F., Arculus R. I. Phase relations in the system  $Mg_2SiO_4$ —iron oxide— $CaAl_2Si_2O_8$ — $SiO_2$  at 10 kbar and their bearing on the origin of andesite.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 74, 1975, p. 504—507.

- Philpotts A. R. Density, surface tension and viscosity of the immiscible phase in a basic, alkaline magma.— *Lithos*, 1972, v. 5, N 1, p. 1—18.
- Philpotts A. R., Hodgson C. J. Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis.— XXIII Intern. Geol. Congr., Proceed. Section 2. Prague, 1968, p. 60.
- Pitchler W. S. The nature, ascent and emplacement of granite magmas.— *J. Geol. Soc. Lond.*, 1979, v. 136, p. 627—662.
- Piwinskii A. J. Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California. Part II.— *N. Jb. Mineral. Monatsh.*, 1973, H. 5, S. 193—215.
- Piwinskii A. J., Wyllie P. J. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon.— *J. Geol.*, 1968, v. 76, N 2, p. 205—234.
- Piwinskii A. J., Wyllie P. J. Experimental studies of igneous rock series: felsic body suite from the Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon.— *J. Geol.*, 1970, v. 78, N 1, p. 52—75.
- Platen H. Kristallization granitischer Schmelzen.— *Beitr. Miner. Petrol.*, 1965, Bd 11, H. 4, S. 334—381.
- Platen H., Höllner H. Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H<sub>2</sub>O-Drück.— *N. Jb. Mineral. Abh.*, 1966, Bd 106, H. 4, S. 106—130.
- Powell R. Equilibrium thermodynamics in petrology. An introduction. L.— N. Y.— Hagerstown — San Francisco — Sydney, 1978. 284 p.
- Presnall D. C. The geometrical analysis of partial fusion.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, N 10, p. 1178—1194.
- Presnall D. C., Dixon S. A., Dixon J. R. e. a. Liquidus phase relations on the join diopside — forsterite — anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1978, v. 66, N 2, p. 203—222.
- Presnall D. C., Dixon J. R., O'Donnell T. H., Dixon S. A. Generation of mid-ocean ridge tholeiites.— *J. Petrol.*, 1979, v. 20, N 1, p. 3—35.
- Raheim A., Green D. H. Experimental petrology of lunar highland basalt composition and applications to models for the lunar interior.— *J. Geol.*, 1974, v. 82, N 5, p. 607—622.
- Reay A., Harris P. G. Partial fusion of peridotite.— *Bull. Volcanol.*, 1964, v. 27, p. 115—127.
- Ringwood A. E. Petrogenesis of Apollo 11 basalts and implications for lunar origin.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, N 32, p. 103—107.
- Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. J. F. Experimental determination of jadeite stability relations to 25000 bars.— *Amer. J. Sci.*, 1957, v. 255, p. 115—137.
- Robertson J. K., Wyllie P. J. Experimental studies on rock from the Deboullie stock, Northern Mine, including melting relations in the water-deficient environment.— *J. Geol.*, 1974, v. 79, N 5, p. 549—511.
- Roedder F. Liquid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine — bearing nodules and phenocrysts from basalts.— *Amer. Miner.*, 1965, v. 5, p. 1746—1782.
- Roeder P. L. Paths of crystallization and fusion in systems showing ternary solid solution.— *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, N 1, p. 48—60.
- Sack R. O., Carmichael I. S. E., Rivers M., Ghiorso M. S. Ferriferous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 75, N 4, p. 369—376.
- Sakuyama M., Kushiro I. Vesiculation of hydrous andesitic melt and transport of alkalis by separated vapour phase.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 71, N 1, p. 61—66.
- Scarfe C. M. Viscosity of basic magmas at varying pressures.— *Nature, Phys. Sci.*, 1973, v. 241, p. 101—102.
- Scarfe C. M., Mysen B. O., Rai C. S. Invariant melting behavior of mantle material: Partial melting of two lherzolite nodules.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 78, 1979, p. 498—501.
- Schairer J. F. Melting relations of the common rock-forming oxides.— *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1957, v. 40, N 2, p. 215—235.
- Schairer J. F., Bowen N. L. Melting relations in the system Na<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>.— *Amer. J. Sci.*, 1947a, v. 245, p. 193—199.
- Schairer J. F., Bowen N. L. The system anorthite — leucite — silica.— *Bull. Soc. Geol. Finland*, 1947b, v. 20, p. 67—87.
- Schairer J. F., Tilley C. E., Brown G. M. The join nepheline — diopside — anorthite and its relation to alkali basalt fractionation.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 67, 1968, p. 467—471.
- Schairer J. F., Yoder H. S. The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline — diopside — silica.— *Amer. J. Sci.*, 1960, v. 258A, p. 273—283.
- Schairer J. F., Yoder H. S. Crystal and liquide trends in simplified alkali basalts.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 63, 1964, p. 65—73.
- Schlanger S. O., Jenkyns H. C., Premoli-Silva J. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 52, N 2, p. 435—449.
- Sclar C. B. High pressure studies in the system MgO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1970, v. 3. 333 p.
- Seck H. A. Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—

- $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{H}_2\text{O}$  bei Temperaturen von 650°C bis 900°C.— *N. Jb. Mineral. Abh.*, 1971, Bd 115, H. 3, S. 315—345.
- Seki Y., Kennedy G. C. The breakdown of potassium feldspar  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  at high temperatures and high pressures.— *Amer. Miner.* 1964, v. 49, N 11, p. 1688—1706.
- Shaw H. R. Rheology of basalt in the melting range.— *J. Petrol.*, 1969, v. 10, N 3, p. 510—535.
- Sheraton J. W., Cundary A. Leucitites from Gausberg, Antarctica.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 71, N 4, p. 417—427.
- Shimada M. An experimental study of the basalt-eclogite transition.— *Contrib. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, 1967, N 7, p. 211—217.
- Shimizu N. Potassium contents at synthetic clinopyroxenes at high pressures and temperatures.— *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 11, N 5, p. 374—380.
- Sigurdsson H., Sparks R. S. J. Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Island.— *J. Petrol.*, 1981, v. 22, N 1, p. 41—84.
- Sinton J. M., Byerly G. R. Silicic differentiates of abyssal oceanic magmas: evidence for late magmatic vapor transport of potassium.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 47, N 3, p. 423—430.
- Skewes M. A., Stern Ch. R. Petrology and geochemistry of alkali basalt and ultramafic inclusions from the Palei-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas.— *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1979, v. 6, N 1/2, p. 3—25.
- Smith I. E., Davies H. L. Geology of the Southeast Papuan Mainland.— *Austral. Governm. Publ. Service, Canberra*, 1976. 86 p.
- Sobolev N. V., Yefimova E. S., Usova L. V. Eclogite paragenesis of diamonds from the Mir kimberlite pipe, Yakutia.— In: *Kimberlite Symposium II(1)*. Cambridge, 1979, p. 51—53.
- Sood M. K., Platt R. G., Edgar A. D. Phase relations in portions of the system diopside — nepheline — kalsilite — silica and their importance in the genesis of alkaline rocks.— *Can. Mineral.*, 1970, v. 10, p. 381—393.
- Stern C. R. Melting products of olivine tholeiite basalt in subduction zones.— *Geology*, 1974, v. 2, N 5, p. 227—230.
- Stern C. R., Wyllie P. J. Melting relations of basalt — andesite — rhyolite —  $\text{H}_2\text{O}$  and a pelagic red clay at 30 kb.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 42, N 4, p. 313—324.
- Steuhl H. H. Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiottitgneisses aus dem Schwarzwald.— *Chem. Erde*, 1962, Bd 21, H. 3-4, S. 443—449.
- Stewart D. B., Roseboom E. H. Lower temperature terminations of the three phase region plagioclase — alkali feldspar — liquid.— *J. Petrol.*, 1962, v. 3, N 2, p. 280—315.
- Stolper E. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 74, N 1, p. 13—27.
- Tatsumi Y., Ishizaka K. Existence of andesitic primary magma: an example from Southwest Japan.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 53, N 1, p. 124—130.
- Taylor H. C. J. Melting in the system  $\text{MgO}$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$  at 15 kb.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 4, p. 1335—1348.
- Thompson R. N. Melting behavior of two Snake River lavas at pressures up to 35 kb.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 71, 1972, p. 406—410.
- Thompson R. N. Thermal aspects of the origin of Hebridean Tertiary acid magmas. 1. An experimental study of partial fusion of Lewisian gneisses and Torridonian sediments.— *Miner. Mag.*, 1981, v. 44, N 334, p. 161—170.
- Thompson R. N., MacKenzie W. S. Feldspar-liquid equilibria in peralkaline acid liquids: an experimental study.— *Amer. J. Sci.*, 1967, v. 265, p. 714—734.
- Thompson A. B., Algor J. R. Model systems for anatexis of pelitic rocks. 1. Theory of melting reactions in the system  $\text{KAlO}_2$ — $\text{NaAlO}_2$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ .— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 63, N 3, p. 247—269.
- Tilley C. E., Yoder H. S. Pyroxene fractionation in mafic magma at high pressures and its bearing on basalt genesis.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 63, 1964, p. 114—119.
- Tilley C. E., Yoder H. S. The pyroxenite facies conversion of volcanic and subvolcanic, melilite-bearing and other alkali ultramafic assemblages.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 66, 1967, p. 456—459.
- Turcotte D. L., Ahern J. L. A porous model for magma migration in the asthenosphere.— *J. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, N B2, p. 767—772.
- Tuthill R. L. Experimental anatexis.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 800-A, 1972, p. 101.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ .— *Geol. Soc. Amer. Mem.* 74, 1958, p. 299—309.
- Uffen R. J., Jessop A. M. The stress release hypothesis of magma formation.— *Bull. Volcanol.*, 1963, v. 26, p. 57—66.
- Van der Molen I., Paterson M. S. Experimental deformation of partially-melted granite.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 70, N 3, p. 229—318.
- Walker D., Longhi J., Grove T. L. e. a. Experimental petrology and origin of rocks from the Descartes Highlands. *Proceed. 4-th Lunar Sci. Conf.*, 4, 1973, p. 1013—1032.
- Walker D., Longhi J., Lasaga A. C. e. a. Slowly cooled microgabbros 15555 and 15065.— *Proc. Lunar Sci. Conf. 8-th. N. Y.*: Pergamon Press, 1977, v. 2, p. 1521—1547.

- Walker G. P. L. The Breiddalur central volcano, eastern Island.— *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 1963, v. 119, N 1, p. 29—63.
- Walker G. P. L. Viscosity control of the composition of ocean floor volcanics.— *Philos. Trans. Royal. Soc. Lond., A*, 1971, v. 268, N 1192, p. 727—729.
- Wass S. Y., Rogers N. W. Mantle metasomatism — precursor to continental alkaline volcanism.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1980, v. 44, N 11, p. 1811—1823.
- Watson E. B. Diffusion in magmas at depth in the Earth: the effect of pressure and dissolved H<sub>2</sub>O.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 52, N 2, p. 291—301.
- Wendlandt R. F., Egglar D. H. The origins of potassic magmas.— *Amer. J. Sci.*, 1980a, v. 280, N 5, p. 385—458.
- Wendlandt R. F., Egglar D. H. Stability of sanidine + forsterite and its bearing on the genesis of potassic magmas and the distribution of potassium in the upper mantle.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980b, v. 51, N 1, p. 215—220.
- Wendlandt R. F., Mysen B. O. Melting phase relations of natural peridotite + CO<sub>2</sub> as a function of degree of partial melting at 15 and 30 kbar.— *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, N 1/2, p. 37—44.
- Wendlandt R. F. Influence of CO<sub>2</sub> on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of charnockites.— *Amer. Miner.* 1981, v. 66, N 11-12, p. 1164—1174.
- Wilkinson J. F. G. Petrogenetic aspects of some alkali volcanic rocks.— *J. Proc. Roy. Soc. New South Wales*, 1977, v. 110, p. 117—138.
- Wilshire H. G. Comment on «A variably veined suboceanic upper mantle—genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence».— *Geology*, 1981, v. 9, N 3, p. 99—100.
- Windom K. E., Boettcher A. L. Mantle metasomatism and the kimberlite — lamprophyre association: evidence from an eclogite nodule from Roberts Victor mine, South Africa.— *J. Geol.*, 1980, v. 88, N 6, p. 705—712.
- Windom K. E., Boettcher A. L. Phase relations for the joins jadeite — enstatite and jadeite — forsterite at 28 kb and their bearing on basalt genesis.— *Amer. J. Sci.*, 1981, v. 281, N 3, p. 335—351.
- Winkler H. G. F., Boese M., Marcopoulos Th. Low temperature granite melts.— *N. Jb. Miner. Monatsh.*, 1975, H. 6, S. 245—268.
- Winkler H. G. F., Breitbart R. New aspects of granitic magmas.— *N. Jb. Miner. Monatsh.*, 1978, H. 10, S. 463—480.
- Wood D. A. A variably veined suboceanic upper mantle — genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence.— *Geology*, 1979a, v. 7, p. 499—503.
- Wood D. A. Dynamic partial melting: its application to the petrogenesis of basalts erupted in Iceland, the Faroe Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus).— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979b, v. 43, p. 1031—1046.
- Wood D. A. Partial melting models for the petrogenesis of Reykjanes Peninsula basalts, Iceland: implications for the use of trace elements and strontium and neodymium isotope ratios to record inhomogeneities in the upper mantle.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 52, N 1, p. 183—190.
- Wright J. B. The phonolite — trachyte spectrum.— *Lithos*, 1971, v. 4, N 1, p. 1—6.
- Wyllie P. J. Ultramafic rocks and the upper mantle.— *Miner. Soc. Amer. Spec. Paper* 3, 1970, p. 3—32.
- Wyllie P. J. Experimental petrology and global tectonics: a preview.— *Tectonophysics*, 1973, v. 17, N 3, p. 189—210.
- Wyllie P. J. Mantle fluid compositions buffered in peridotite — CO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O by carbonates, amphibole, and phlogopite.— *J. Geol.*, 1978, v. 86, N 6, p. 687—713.
- Wyllie P. J. Magmas and volatile components.— *Amer. Miner.* 1979, v. 64, N 5/6, p. 469—500.
- Wyllie P. J., Huang W. H. Petrogenetic grid for siliceous dolomitic compositions and to conditions for magma generation.— *Amer. Miner.*, 1976, v. 61, N 7-8, p. 691—698.
- Wyllie P. J., Watkinson D. H. Phase equilibrium studies bearing on genetic links between alkaline and subalkaline magmas, with special reference to the limestone assimilation hypothesis.— *Can. Mineral.*, 1970, v. 10, pt 3, p. 362—374.
- Yagi K. Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1953, v. 64, N 7, p. 769—810.
- Yoder H. S. The system diopside — anorthite — water.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 53, 1954, p. 106—107.
- Yoder H. S. Diopside — anorthite — water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 64, 1965, p. 82—89.
- Yoder H. S. Heat of melting of simple systems related to basalts and eclogites.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 74, 1975, p. 515—519.
- Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. R. Ternary feldspars.— *Carnegie Inst. Washington Year Book* 56, 1957, p. 206—213.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Список сокращений . . . . .	4
Глава 1. Основные факторы и стадии магмогенеза . . . . .	5
Глава 2. Фазовые отношения в магматических системах . . . . .	29
Глава 3. Устойчивые признаки дискретности в ассоциациях вулканитов . . . . .	83
Глава 4. Природа уровней содержания петрохимических компонентов . . . . .	86
Глава 5. Зависимость между составами разных породных групп . . . . .	109
Глава 6. Связи между содержаниями петрохимических компонентов внутри породных групп . . . . .	113
Глава 7. Природа сопряженности состава вулканических комплексов с типами геолого-тектонической обстановки . . . . .	136
Заключение . . . . .	147
Литература . . . . .	151

Анатолий Федорович Белоусов,  
Александр Петрович Кривенко

## МАГМОГЕНЕЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Ответственный редактор Юрий Алексеевич Кузнецов

Утверждено к печати Институтом геологии  
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства И. С. Цитович  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник Н. А. Савельева  
Технический редактор Л. П. Минеева  
Корректоры Г. И. Шведкина, К. И. Сергеева

---

ИБ № 23225

Сдано в набор 31.05.82. Подписано к печати 18.03.83. МН-07516. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14,7. Усл. кр.-отт. 15,2. Уч.-изд. л. 19,2. Тираж 1150 экз. Заказ 196. Цена 2 р. 90 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Для получения книг почтой  
заказы просим направлять по адресам:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97  
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13  
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24  
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95  
335009 Ереван, ул. Туманяна, 31  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289  
252030 Киев, ул. Ленина, 42  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2  
252142 Киев, проспект Вернадского, 79  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4  
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28  
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1  
660049 Красноярск, проспект Мира, 84  
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2  
192104 Ленинград, Д — 120, Литейный проспект, 57  
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2  
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16  
220012 Минск, Ленинский проспект, 72  
103009 Москва, ул. Горького, 8  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7  
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51  
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22  
142292 Пушкино Московской обл., МР «В», 1  
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137  
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73  
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43  
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18  
450059 Уфа, ул. Коммунистическая, 49  
450025 Уфа, ул. Р. Зорге, 10  
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42  
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87

2 р. 90 к.

173  
б. 547



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ