

МАГМООБРАЗОВАНИЕ И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

551.21

МАГМООБРАЗОВАНИЕ
И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ
В ВУЛКАНИЧЕСКОМ
ПРОЦЕССЕ

2253



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977



Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе.
М., "Наука", 1977.

В сборнике освещаются вопросы механизма и динамики вулканического процесса от зарождения расплавов в глубинах до их извержения на поверхность Земли. Используются методы геологии и петрографии, геохимии и физико-химии, математического моделирования и экспериментальных исследований. Значительное место в сборнике отведено описанию вещественного состава конкретных продуктов вулканизма в связи с их геолого-структурной позицией. Делаются первые попытки представить целостную картину вулканизма как сложного и противоречивого процесса обмена вещества и энергии между мантией и поверхностью Земли.

Редакционная коллегия:

*Г.Е. Богоявленская, П.И. Токарев, Е.К. Мархинин,
К.Н. Рудич, О.Н. Вольнец, К.Н. Ковалев*

Ответственные редакторы:

Ю.П. Масуренкоз, Л.Л. Леонова

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник содержит материалы симпозиума, посвященного происхождению и эволюции магм и их отражению в вулканическом процессе.

Проблема эта, конечно, не является собственностью только одной вулканологии, однако обособление вулканологии как самостоятельной дисциплины невозможно без постановки и решения ее; так как именно магма в процессе возникновения, движения к поверхности и извержения составляет сущность вулканизма. Занимая ключевые позиции у ныне совершающегося вулканического процесса, вулканология обладает наибольшими возможностями для решения проблемы магнообразования. Осознание своей основной задачи свидетельствует о зрелости нашей науки. Иллюстрацией тому может служить эволюция тематики Всесоюзных вулканологических совещаний: некоторые вопросы магногенеза затрагивались уже на третьем совещании в 1969 г., но только в 1974 г., на четвертом совещании, проблемам магматизма была посвящена программа целого симпозиума.

Однако постановка задачи не всегда означает незамедлительное ее решение. Последний форум вулканологов показал, что мы лишь приблизились к пониманию крайней сложности, противоречивости и неоднозначности процесса магнообразования. Некоторые вопросы, казавшиеся решенными уже к третьему совещанию, предстали в ином свете и требуют пересмотра. Другие развиваются в избранном направлении, но претерпевают такие изменения, которые заставляют забыть об отправном моменте.

По-прежнему не достигнуто единomyслие в вопросе о месте рождения магмы. И все же здесь можно отметить отрадное обстоятельство — сторонников ортодоксальных концепций становится все меньше. Становится очевидным, что создаваемая модель процесса будет тем ближе к природе, чем большее количество естественных критериев пошло на ее конструирование. Отсюда следует тенденция к комплексованию петрологии с геохимией, геофизики с петрологией, геохимии с тектоникой и т.д. Однако тенденция эта проявляется еще не настолько явно, чтобы реализоваться в универсальной модели вулканизма.

Сильно потеснены позиции кристаллизационной дифференциации — на смену приходит понимание вулканического процесса как открытой системы, активно обменивающей вещество и энергию с окружающей средой. Принятие этого положения позволило на новом уровне рассматривать вулканизм в связи с другими формами

эндогенного потока вещества и энергии. Неравновесность физико-химического состояния магм в последнее время все чаще привлекает внимание петрографов. Этот путь содержит интересные возможности реконструкции условий возникновения и развития магматических систем. Принципиально новые факты привели к возрождению гилл-ростатической модели вулкана, объясняющей ряд закономерностей радиального размещения магм.

Таков неполный перечень новых идей, высказанных на совещании. Обсуждение их обогатило нас новым опытом. Но только полное восприятие и осмысливание этого опыта позволят в будущем подняться на новые высоты и, оглянувшись назад, оценить меру нынешних ошибок и заблуждений.

Ю.П. Масуренков

Часть I

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС: МОДЕЛИ, ДИНАМИКА, МЕХАНИЗМ

Ю.П. Масуренков

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ПРЕДЕЛЬНЫЕ ВУЛКАНЫ, ГИДРОСТАТИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАДИАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГМ

Зависимость формы вулкана от физико-химического состояния магмы — факт общеизвестный. Морфология (а точнее некоторые гипсометрические характеристики вулкана) содержит информацию также и об условиях возникновения расплавов. Эта уверенность основана на том очевидном обстоятельстве, что вулкан является конечным звеном единой системы, все фрагменты которой зависимы от состояния начального звена системы — магматического очага. Обязательным элементом этой системы является канал, заполненный жидкостью. Следовательно, уместно рассмотреть последствия проявления закона гидростатики в этой системе. Представляется вероятным, что вулкан способен наращивать высоту конуса до тех пор, пока вес столба жидкости не уравновесит литостатическое давление на стенки очага. Здесь сознательно упрощается, по-видимому, более сложная картина реального взаимодействия сил в механизме истечения магмы. Количественно оценить такие вероятные, но не одинаково безусловные факторы, как газовое давление и динамическое воздействие жесткого субстрата или космических сил, а также учесть реологические свойства магмы и ее трение о стенки канала и т.п. сейчас не представляется реальным. Суммарный эффект воздействия всех неучитываемых факторов как раз и может быть проведен на гидростатической модели: совпадение наблюдаемых закономерностей с этой моделью означало бы, что он равен или близок нулю, несовпадение — что он превышает действие гидростатических сил.

Хорошо известно, что, начиная с некоторого этапа в жизни ряда вулканов терминальные извержения сменяются латеральными. Уместно также вспомнить известный, но недостаточно осмысленный факт небеспредельного роста вулканического конуса в высоту. По-видимому, эти явления могут быть истолкованы как примеры приближения вулканов к гидростатическому равновесию. Тем самым открывается принципиальная возможность рассчитать для них глубину очага. Попытка подобного

рода расчетов предпринималась еще А. Холмсом (1949), Ф. Тернером и Д. Ферхугеном (1961), делаются они и в настоящее время (Федотов, 1974).

Однако помимо трудностей, связанных с неизбежными упрощениями, главным препятствием для развития гидростатической модели вулкана было и остается отсутствие или ограниченность связей теоретических построений с миром реальных явлений. Без обоснованных критериев определения статически равновесного или предельного вулкана мы не можем располагать необходимым фактическим материалом, и математическая сторона проблемы в известной мере остается формальной.

Поиск таких критериев был построен автором настоящей статьи на представлении о разноглубинности магнообразования в химически стратифицированной коре и мантии (Масуренков, 1972; 1973; 1974). Соединение этой концепции с гидростатической моделью вулкана обуславливает теоретически ожидаемую зависимость между химическим составом магмы и высотой вулкана. Для ее проверки были обработаны данные почти обо всех действующих вулканах мира (Catalogue of active volcanoes..., 1951–1967), при этом учитывались неполнота сведений, содержащихся в каталоге, и зачастую их неточность. Имеющиеся в каталоге химические анализы характеризуют состав продуктов деятельности того или другого вулкана весьма относительно и неравномерно. Поэтому обычно, ввиду отсутствия указаний на гипсометрическое положение анализированных образцов, приходилось каждый химический анализ образца лавы относить ко всей высоте вулкана, значительно искажая этим реальную картину. Данные о подводных вулканах практически отсутствуют. Поэтому, рассматривая приведенные ниже количественные зависимости, следует иметь в виду все перечисленные замечания.

Мерой геодинамического состояния системы в самом общем виде могут служить глобальные типы структур: океанические платформы, элементарные и сложнопостроенные островные дуги, орогены и континентальные платформы. Согласно одному из современных воззрений перечисленная последовательность при всей своей неполноте образует подобие естественного эволюционного ряда структур в ходе преобразования внешних оболочек Земли: от коры океанической к платформенной через геосинклиналь и ороген. С целью выявления признаков вулканизма, свойственных разному геодинамическому состоянию системы, в соответствии со структурным членением отдельно рассматриваются и совокупности действующих вулканов. В качестве первого приближения к проблеме гипсометрические параметры вулканов коррелируются с содержанием в вулканите окиси кремния — наиболее изменчивого показателя петрографической принадлежности породы.

При анализе высотных параметров вулканов необходимо оценить роль влияющих на эти параметры факторов. В общем случае, по-видимому, их можно разделить на эндо- и экзогенные. Экзогенные факторы, определяющие скорость эрозии, безусловно, различны для отдельных вулканов и целых провинций. Однако, учитывая то, что в обработку включены только современные действующие вулканы, формирова-

ние которых происходит при явном и подавляющем воздействии эндогенных сил, автор счел возможным пренебречь провинциальными различиями в скоростях эрозии. Как будет показано ниже, полученные зависимости подтверждают правомерность такого подхода и показывают исключительно сильное влияние на высоту вулкана эндогенных факторов, имеющих, по-видимому, в основном гидростатическую природу.

А б с о л ю т н а я в ы с о т а в в у л к а н о в . В современных структурах наиболее ранней стадии развития геосинклинали, характеризующейся проявлением наземного вулканизма, отвечают островные дуги. Последние, в пределах этих структур, делятся на два типа: элементарные или цепочечные островные дуги типа Курильской и более сложные, включающие крупные участки суши и находящиеся, по крайней мере частично, в стадии молодого орогена (Японская, Индонезийская дуги, Камчатка).

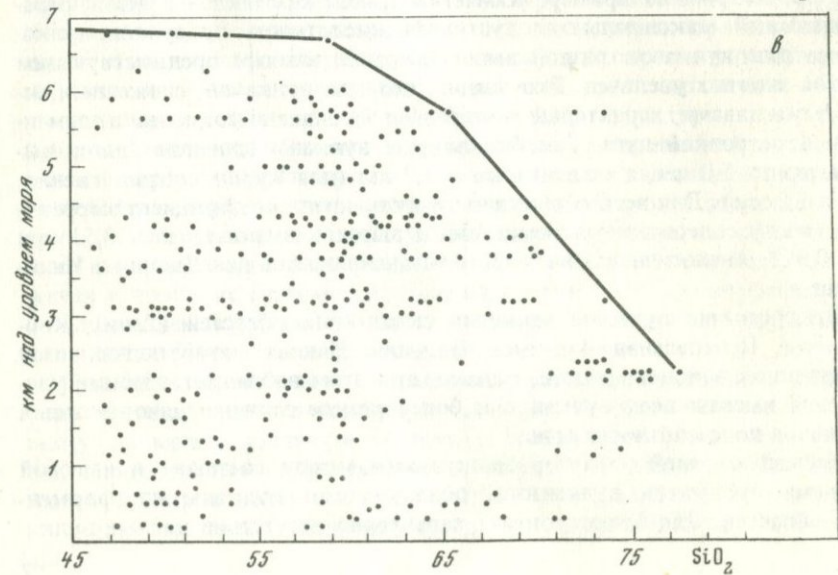
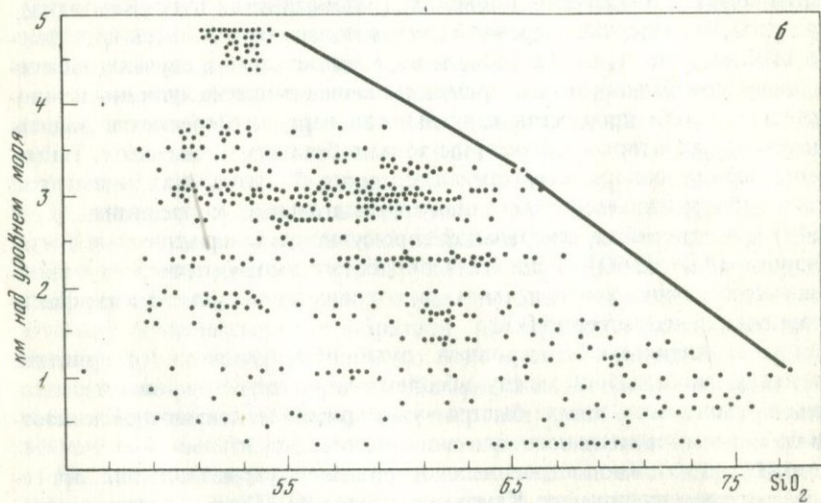
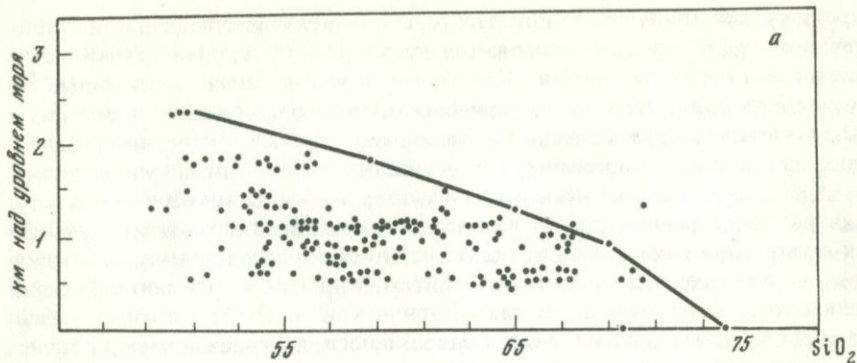
Вулканы Курильской островной дуги в подавляющей массе не превышают 1500 м (рис. 1, а; здесь, как и во всех остальных случаях, нанесены крайние содержания окиси кремния). Более высокие вулканы немногочисленны. Среди продуктов деятельности первых встречаются дациты и липариты, для вторых характерны только базальты и андезиты. Таким образом, между содержанием окиси кремния в вулканитах и высотой вулкана обнаруживается уверенная отрицательная корреляция ($r = -0,40$), достоверная в генеральной совокупности с вероятностью третьего порога ($\beta > 0,999$). Если же в обработку включить только максимальное содержание окиси кремния в породах вулканов, то коэффициент корреляции возрастет до 0,72.

Вулканы Антильской островной дуги обнаруживают совершенно аналогичную зависимость между абсолютной высотой вулкана и содержанием кремнезема в лавах: быстрое уменьшение максимальной кислотности по мере незначительного снижения высоты.

Второй тип сложнопостроенных островных дуг и молодых орогенов рассмотрим на примере Камчатки (рис. 1, б). Наклон кривой, ограничивающей максимально допустимую кислотность продуктов вулканизма для вулканов разной высоты, сравнительно с предшествующим типом заметно увеличен. Это значит, что для вулканов, сложенных основными лавами, характерны значительно большие высоты, чем в элементарной островной дуге. Так, базальтовые вулканы достигают здесь высоты почти 5,0 км, а андезитовые — 3,7 км (для Курил соответственно 2,5 и 2,0 км). Для всей совокупности вулканитов коэффициент корреляции между содержанием кремнезема и высотой вулкана равен 0,51 при $\beta > 0,999$. Аналогичная зависимость устанавливается для Японии и Индонезии.

Действующие вулканы молодых складчатых областей (Анды, Кордильеры, Центральная Америка, Большой Кавказ) тоже подчиняются выявленной закономерности, однако при этом наблюдается общее увеличение высоты всех вулканов и более резкое отличие разновысотных вулканов по кислотности (рис. 1, в).

Несколько иной характер зависимости между составом и высотой подъема продуктов вулканизма обнаруживают вулканы платформенных областей. Для Тихого океана характерно отсутствие кислых вулка-



нитов, некоторые разновидности лав относятся лишь к трахитам с содержанием кремнезема до 66%. Кривая, ограничивающая максимум кремне содержания по высоте, приближается к комбинации двух перпендикулярных друг к другу и параллельных осям координат прямых: базальтовые вулканы имеют высоту от 0 до 4 км, вулканы с содержанием окиси кремния больше 55% не могут быть подняты выше 1 км (рис. 2, а).

Вулканы, связанные с глубинными разломами континентальных платформ, рассмотрены на примерах Восточной Африки и Аравии (рис. 2, б). Характерно резко контрастное положение липарито-дацитовых вулканов относительно щелочно-базальтовых. Высота первых не превышает 2,5 км, вторых — достигает 6,0 км. Распределение кремнезема в породах континентальных вулканов свидетельствует о наличии двух отдельных групп, отвечающих указанным двум типам вулканов. Кривая предельного кремне насыщения аналогична океанической, но смещена относительно нее вверх и вправо.

Особый интерес представляют вулканы Средиземноморья. По строению коры этот регион занимает промежуточное положение между типичной континентальной платформой и океаном, так как здесь перемежаются участки с континентальным и океаническим типами коры (Гурарий, Соловьева, 1963). Здесь же имеются структуры, которые по ряду признаков можно отождествить с островными дугами. Таковы Аппенин-Сицилийская и Критская дуги. Эта структурная противоречивость региона находит соответствующее отражение в характере корреляционной связи между высотой вулканов и составом продуктов извержения (рис. 2, в). Кривая предельного насыщения кремнекислотой занимает промежуточное положение между рассматриваемыми выше типами кривых, более всего приближаясь к элементарной островодужной и океанической.

На рис. 3 в обобщенном виде представлены выявленные закономерности. Изображенные на графике линии показывают максимально возможные высоты подъема магм разного состава для совокупностей вулканов разной структурной принадлежности. Для элементарных островных дуг зависимость между высотой и составом описывается выражением:

$$h = 6,3 - 0,073 \text{ SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 45), \quad (1)$$

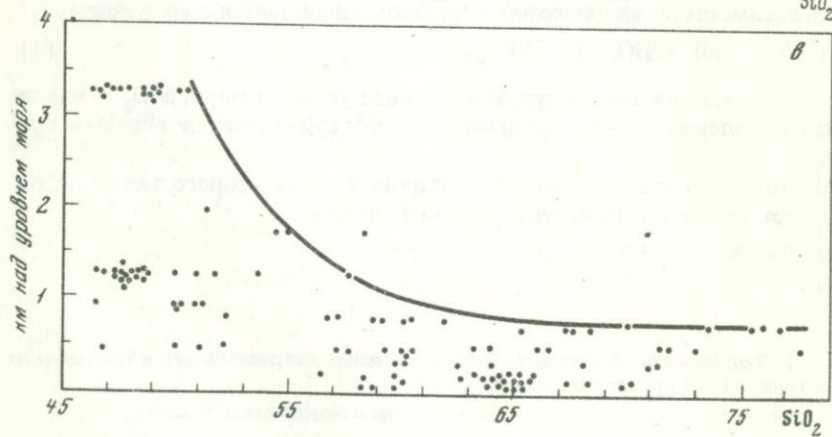
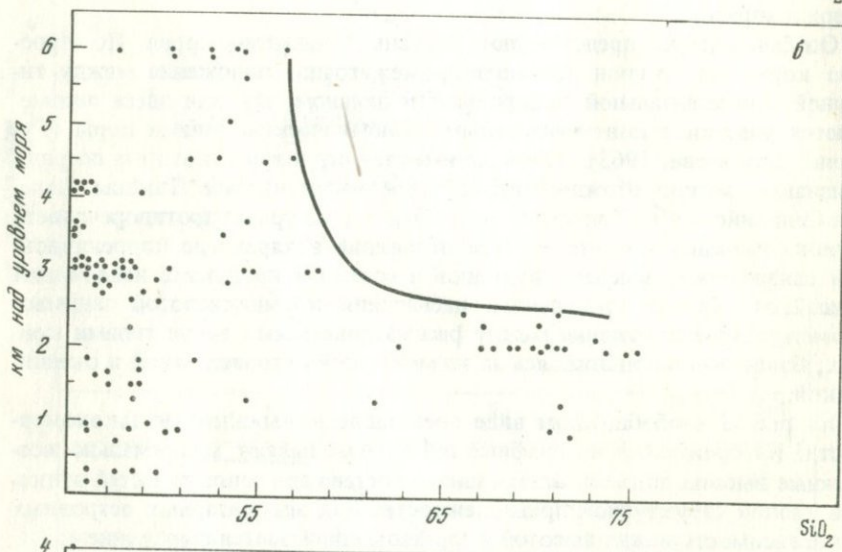
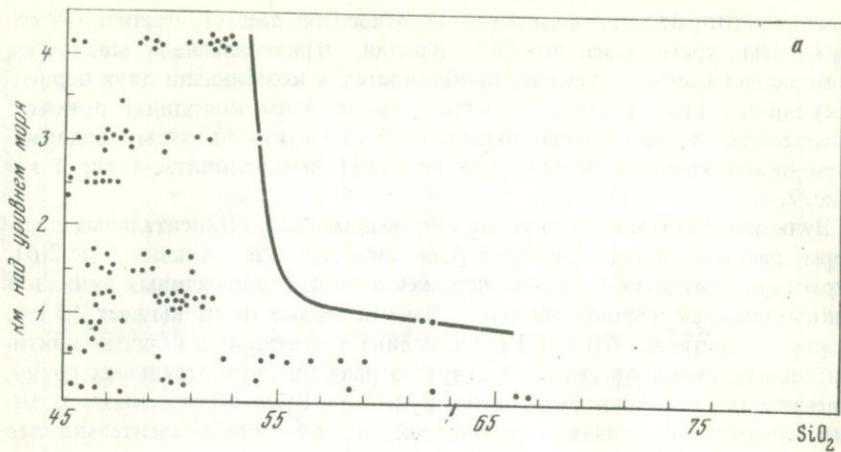
где h — абсолютная высота вулкана в км над уровнем моря, SiO_2 — максимальное содержание окиси кремния в его вулканиках в весовых процентах.

Молодые орогены, входящие в островные дуги второго типа, предопределяют другие коэффициенты в этой функции:

$$h = 13,33 - 0,155 \text{ SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 55). \quad (2)$$

Р и с. 1. Зависимость абсолютной высоты вулканов островных дуг и орогенов от содержания окиси кремния в вулканиках

а — Курильские острова; б — Камчатка; в — Анды и Кордильеры, Америка



В зрелых орогенах, причлененных к континентальным платформам, высота вулканов зависит от состава магмы следующим образом:

$$h = 25,2 - 0,3 \text{ SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 61), \quad (3)$$

Эта последняя зависимость, перекрывающая все остальные, будет выражением предельной высоты подъема магм разного состава для планеты в целом.

Таким образом, общей особенностью для этого ряда структур является принципиально единая линейная зависимость высоты вулкана от состава магм. Геолого-структурной дискретности ряда отвечает дискретность изменения углового и дополнительного коэффициентов в уравнениях. Изменение это соответствует примерно двукратному последовательному их увеличению при переходе к более зрелому типу структур.

Эмпирически найденные функции имеют ограниченную применимость, показанную в скобках для каждого случая. В интервалах 45–55 SiO_2 (2) и 45–61 SiO_2 (3) предельной высоты, равной соответственно 5 и ~ 7 километрам, достигают любые расплавы. При содержании окиси кремния меньше 45% устанавливается прямая зависимость между высотой вулкана и содержанием кремнекислоты в вулканитах: ультраосновные расплавы не способны подняться так высоко, как основные. В этом отношении усматривается полная аналогия ультраосновных и кислых магм, формирующих только относительно невысокие вулканы (меньше 4 километров в орогенах и 2,5 километра на островных дугах и платформах).

Принципиально иной характер зависимости "абсолютная высота — состав" выявлен для вулканов платформ. Состав предопределяет существование двух четко различающихся совокупностей: вулканиты с малым содержанием окиси кремния безразличны к высоте, кислые расплавы образуют только низкие вулканы. Конкретные значения высоты и критического насыщения кремнеземом индивидуальны для океана и континента.

$$\text{Океан: } h < 4 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 < 55), \quad h < 1 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 55) \quad (4)$$

$$\text{Континент: } h < 6 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 < 57), \quad h < 3 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 57) \quad (5)$$

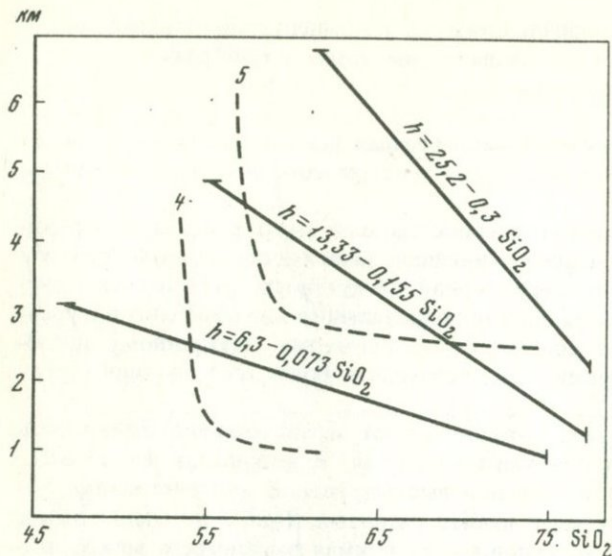
Итак, исследование зависимости "абсолютная высота — состав" для современных действующих вулканов приводит к следующим выводам:

1. Выявлена глобальная количественно описываемая закономерность, вскрывающая зависимость между кремнекислотностью магматических расплавов и высотой их подъема при вулканическом процессе.

2. Основные магмы обладают большими энергетическими возможностями, вследствие чего способны занимать более высокий гипсометрический уровень, чем кислые.

Р и с. 2. Зависимость абсолютной высоты вулканов платформ и Средиземноморья от содержания окиси кремния в вулканитах

а — Тихий океан; б — Африка и Аравия; в — Средиземноморье



Р и с. 3. Зависимость предельной высоты вулканов от максимального кремнеосодержания в вулканах

Семейство прямых характеризует собой (снизу вверх) зависимость для островных дуг, молодых и древних орогенов; кривые линии — для океанов (4) и континентов (5)

3. Для каждого типа рассматриваемых структур существуют пределы, выше которых магмы определенного состава подняться не могут. На этой основе получен критерий для определения предельного вулкана, трактуемого как статически равновесный.

4. Характер зависимости "абсолютная высота — состав" для действующих вулканов позволяет разделить их на две генеральные совокупности: вулканы островных дуг — орогенов и вулканы платформ. Для первой эта зависимость непрерывна в пределах каждого типа структур и дискретно меняется от структуры к структуре. Во второй совокупности основные и кислые вулканы по своему гипсометрическому положению резко контрастны.

Относительная высота вулканов. Сопоставление абсолютных высот вулканов одного состава, но разной структурной принадлежности обнаруживает последовательное их увеличение в рядах: островные дуги — ороген и океаническая платформа — континентальная платформа. Совершенно очевидно, что в этих рядах происходит и общее увеличение абсолютной величины самих структур, т.е. фундамента вулканов. Одновременное увеличение основности вулкаников и абсолютной высоты вулканов в пределах одного типа структур также оставляет открытым вопрос о роли фундамента (т.е. тектонического фактора) в наращивании этого параметра. Для выявления вероятных причин, лежащих в основе зависимости "состав — высота", оказалось полезным проследить соотношение относительной высоты вулканов с их составом. Этот гипсометрический параметр вулкана имеет меньшую определенность, чем абсолютная высота. Не всегда удается достаточно надежно определить относительную высоту вулкана либо из-за того, что фундамент его скрыт под уровнем моря, либо вследствие резких перепадов высот в окружающем вулкан рельефе. Поэтому количественные

выражения для найденной зависимости менее надежны, чем в случае с абсолютными высотами.

Для островных дуг первого типа эта зависимость вообще не выводилась вследствие малого количества определенных данных. Для вулканов Камчатки, Японии и Индонезии она имеет вид:

$$v = (12-16) - (0,12-0,19) \text{ SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 57). \quad (6)$$

Здесь "v" — относительная высота вулкана в километрах, SiO_2 — максимальное содержание окиси кремния в вулканитах в весовых процентах.

Относительная высота вулканов орогенных областей, океанических и континентальных платформ связана с составом вулканитов по формуле:

$$v = 24 - 0,28 \text{ SiO}_2 \quad (\text{при } \text{SiO}_2 > 53). \quad (7)$$

Как и уравнение (3), это последнее равенство, имея наиболее высокие угловой и дополнительный коэффициенты, описывает зависимость относительной высоты вулкана от состава вулканитов для всей планеты в целом. Практически полное сходство этих двух уравнений приводит к весьма важному выводу о том, что в целом безразлично, каким способом магма может подняться на определенную доступную ей высоту. Это достигается либо построением собственного конуса соответствующей высоты, либо путем достраивания более высокого фундамента в другом месте соответственно более низким конусом. Важным здесь является закон, согласно которому любой способ подъема расплава сопровождается снижением его кремнекислотности с интенсивностью, равной примерно 3 вес. % окиси кремния на 1 километр высоты. Разумеется, это справедливо лишь в первом приближении со всеми ранее перечисленными оговорками и только в интервале содержания 55—80% SiO_2 . В основном — ультраосновном интервале современный вулканизм представлен крайне мало, но имеющиеся данные свидетельствуют о противоположной тенденции: повышении кремнекислотности при одновременном повышении высоты.

Таким образом, установлено следующее:

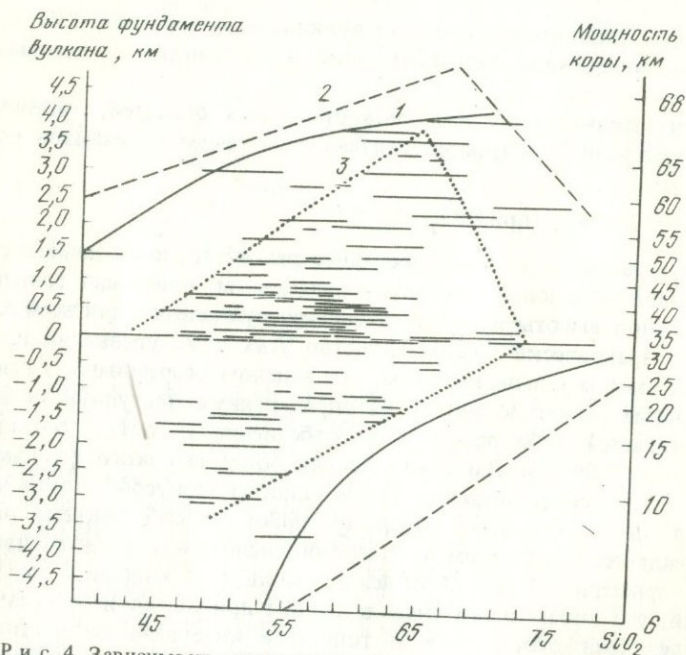
1. Существует обратная зависимость между относительной высотой вулкана и максимально возможным содержанием кремнекислоты в продуктах его извержения.

2. Зависимость "относительная высота — состав" для всех действующих вулканов идентична зависимости "абсолютная высота — состав" и выражается в снижении максимальной кремнекислотности расплава на 3% при его подъеме на 1 километр (в интервале 53—80% SiO_2).

3. Получен дополнительный критерий выявления предельных вулканов по их соответствию зависимости (6) или (7).

Высота фундамента или мощность коры под вулканами. Отличие между выражениями (3) и (7) состоит в том, что первое справедливо лишь для части того интервала кремнекислотности, в котором действует второе ($\text{SiO}_2 \text{ max} > 61$ и > 53 соответствен-

но). Однозначность же их в совпадающем интервале свидетельствует об адекватной роли фундамента в изменении состава вулканитов, так как абсолютная высота слагается из относительной плюс высота фундамента. Это последнее положение представляется чрезвычайно важным, так как через величину высоты фундамента можно будет связать изменение состава вулканитов с мощностью коры.



Р и с. 4. Зависимость между содержанием окиси кремния в вулканитах и высотой фундамента вулканов

1 — для вулканов с содержанием окиси кремния менее 8%; 2 — для всей совокупности вулканов; 3 — для вулканов с содержанием окиси кремния менее 1%

На рис. 4 пунктиром очерчено поле вулканитов, распределенных в структурах Земли на фундаменте разной высоты: от -5 км до $+5$ км. Это поле включает все анализированные породы действующих вулканов, независимо от их состава и диапазона кислотности. Границы поля аппроксимируются тремя прямыми, каждая из которых показывает максимально или минимально возможную кислотность вулканитов для данной высоты фундамента. Эти прямые проявляют чрезвычайно важную для понимания механизма магмообразования и подъема расплавов закономерность — предопределенность состава вулканитов высотой фундамента (мощностью коры) или их структурной позицией.

Согласно имеющимся материалам (с учетом их естественной неполноты и вероятного уточнения) можно утверждать, что в глубоководных условиях извержение вулканитов дацит-липаритового состава невоз-

можно, в сильно поднятых (> 4000 м) орогенах вулканизм может проявиться только в виде андезит-липаритовых расплавов и лишь в структурах типа островных дуг, молодых орогенов и континентальных платформ вероятен весь известный диапазон кислотности вулканитов. Для выведения количественного выражения этой закономерности из рассмотрения последовательно отсеивались вулканы с $\Delta \text{SiO}_2 > 8\%$ и $> 1\%$. Это было продиктовано необходимостью избавиться от относительного влияния таких вероятных факторов разнообразия, как дифференциация или смешение. Для рассматриваемой здесь модели полезно ограничиться случаями гомогенных магматических расплавов с мало меняющимися вдоль канала составом и плотностью.

В качестве крайнего случая рассмотрены вулканы, породы которых не отличаются одна от другой более чем на $1\% \text{SiO}_2$. Разумеется, в эту выборку попали и те вулканы, для которых имеющиеся анализы не отражают действительный диапазон кислотности, поэтому даже для нее выведенные зависимости не являются абсолютными. И тем не менее они отражают, по-видимому, некое приближение к крайнему случаю, свойственному гомогенным расплавам. Этот случай показан на рис. 4 пунктиром. Как видно, он принципиально однозначен всей совокупности: поле гомогенных вулканитов ограничивается прямыми, субпараллельными пунктирными линиями. Достаточно наглядно они подчеркивают и общую закономерность: снижение максимальной кислотности к экстремальным гипсометрическим уровням и повышение минимальной кислотности для наземных вулканитов с высотой фундамента.

Таким образом, количественно зависимость состава вулканитов от высоты фундамента может быть выражена следующей серией простейших равенств:

$$S_{\min} = (12-43) + (1,1-5,7)H, \quad (8)$$

$$S_{\max} = (87-71) - (4,0-1,5)H, \quad (9)$$

$$S_{\max} = (84-73) + (5,8-6,4)H, \quad (10)$$

где S_{\min} и S_{\max} — минимально и максимально возможное содержание окиси кремния в вулканитах в весовых процентах, H — высота фундамента вулкана в километрах над ур. моря; в скобках: первые числа — для всей совокупности действующих вулканов, вторые — для гомогенных с $\Delta \text{SiO}_2 < 1\%$. Интервал действия приведенных уравнений виден на рис. 4.

Нетрудно убедиться, что выражение (9) для всей совокупности вулканов очень близко выражениям (3) и (7). Это подтверждает единство связи между составом вулканита и любой формой его гипсометрического положения. Следует отметить, что это положение не во всем диапазоне может иметь любую форму: вулканы с большой относительной высотой возможны только при низком положении фундамента, а большая их абсолютная высота обязательно предполагает сравнительно малую относительную.

Сплошными линиями на графике (см. рис. 4) эта зависимость показана для вулканов со средним диапазоном кислотности. Линии занимают

промежуточное положение между крайними случаями и, по-видимому, в первом приближении могут рассматриваться как отражение зависимости для среднестатистического вулкана. В координатах "высота фундамента – кремнекислотность" они не прямолинейны, зато в координатах "мощность коры – кремнекислотность" очень близки к прямым. Связь между высотой фундамента и мощностью коры была найдена по формуле Р.М. Деменичкой (1967). Для такого среднестатистического вулкана с относительно малым диапазоном кислотности ($< 8\%$) были выведены уравнения:

$$S_{\min} = 4 + 0,7 K \text{ (при } 50 \leq K \leq 65), \quad (11)$$

$$S_{\max} = 48 + K \text{ (при } 6 \leq K \leq 32), \quad (12)$$

где S_{\min} и S_{\max} – соответственно минимально и максимально возможное содержание окиси кремния в вулканитах в весовых процентах, K – мощность коры в километрах.

Эти уравнения позволяют высказать предположение, что состав расплавов является функцией мощности коры, вещество которой, следовательно, участвует в формировании магм. Так, например, собственно липаритовые расплавы с содержанием окиси кремния более 70% способны генерироваться только в коре толщиной более 22 км. Так как в основу построений взят среднестатистический вулкан, то предполагается возможность участия в магмообразовании дифференциации, парциального плавления или смешения, при которых липариты будут только частью расплавной системы (сосуществуют с андезитами). Для всей совокупности рассмотренных действующих вулканов, где эти факторы обязательно присутствуют и липариты могут быть производными даже базальтов, критическая мощность коры составляет всего 12 км. Для генетически "чистых" или гомогенных вулканов, где магма скорее всего является продуктом прямого и полного плавления субстрата, так как полностью отсутствуют производные иного состава, критическая мощность коры, необходимая для образования липаритов, составляет 30 км. Следовательно, только такая мощность коры, по-видимому, в состоянии обеспечить независимое существование гранитных расплавов и сохранение ими первичной гомогенности.

Наращение мощности коры, способствующее обособлению и гомогенизации кислых расплавов, в то же время отрицательно сказывается на "чистоте" ультраосновной компоненты. Ультраосновные расплавы теряют возможность подъема к поверхности Земли в первозданном виде по мере увеличения мощности коры и подъема фундамента. Создается впечатление, что они при этом все более "засоряются" кремнекислой компонентой, приближаясь по составу к андезитам, андезито-дацитам или дацитам.

Интересные возможности содержатся в некотором преобразовании выведенных уравнений. Если экстраполировать прямую (12) в гипотетическую область, где мощность коры равна нулю, получим состав магмы, выплавленной из мантии при полном отсутствии корового влияния. Ему отвечает магма с максимально возможным содержанием окиси

кремния 48%. Для случая с гомогенными расплавами в предположении о прямом и полном плавлении субстрата экстраполяция соответствующего равенств. (10) в указанную область затруднена вследствие гиперболической зависимости между мощностью коры и высотой фундамента. Если ограничить экстраполяцию шестью километрами мощности коры, что практически сведет на нет ее влияние, то состав прямой выплавки из мантии будет содержать примерно 39% SiO_2 .

Несмотря на крайнюю условность предпринятых манипуляций, результаты представляются значительными: верхняя мантия в океанах скорее всего представлена ультраосновными породами с 39% SiO_2 , и частичная выплавка из нее может достигать не более чем 48% SiO_2 .

Точность приводимых зависимостей и величин сравнительно невысока — в среднем примерно 10%.

Основные итоги этой части исследований следующие:

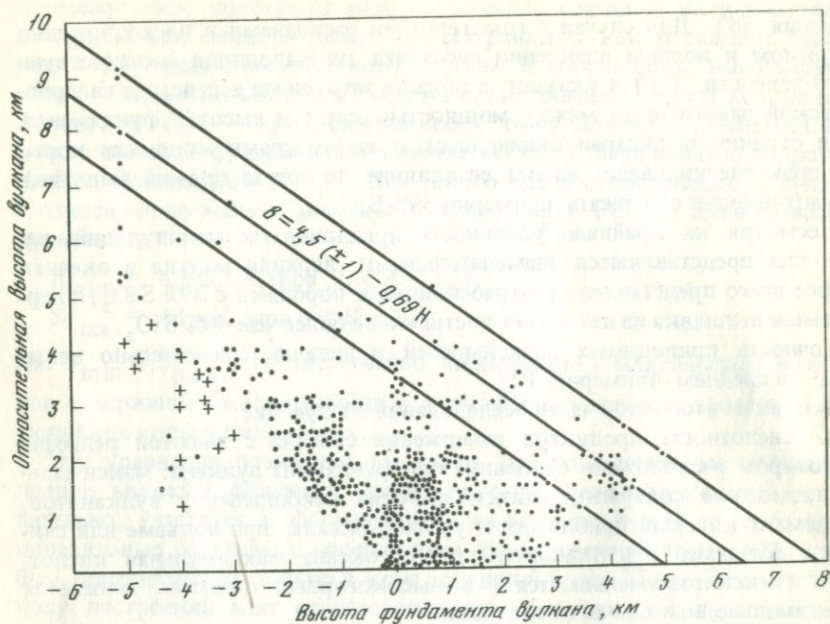
1. Кислотность продуктов извержения связана с высотой рельефа, на котором расположено основание или фундамент вулкана: максимальное возможное содержание окиси кремния наибольшее у вулканитов, фундамент которых приближен к уровню океана; при подъеме или снижении фундамента вулканов от уровня океана максимальная кислотность вулканитов уменьшается; в высокогорных областях снижается и минимально возможная кислотность.

2. Выведены количественные соотношения между составом вулканитов и высотой фундамента, согласно которой установлена, в частности, критическая мощность коры для извержения липаритовых расплавов: связанных с базальтами — ≥ 12 км, с андезитами — ≥ 22 км, самостоятельных — ≥ 32 км.

3. Эмпирически найденная количественная зависимость "состав вулканитов — мощность коры" открывает для палеореконструкций возможность восстановления мощности коры и, следовательно, типа структур по содержанию кремнекислоты в вулканитах.

4. Получен критерий выделения предельного вулкана по его соответствию предельному кремнесодержанию при данной высоте фундамента.

Предельные вулканы. Зависимость между содержанием окиси кремния в вулканите и различными гипсометрическими параметрами вулканов в целом имеет не линейный характер, а реализуется лишь как некий предел, к которому стремится вулкан. Достижение этого предела означает либо прекращение его роста в высоту, либо прекращение дальнейшего увеличения содержания окиси кремния в вулканитах. И только эти предельные значения высоты и состава в соответствующих координатах располагаются линейно, за исключением (4) и (5). При анализе абсолютных высот вулканов выяснилось, что ход изменения предельных величин последовательно и закономерно меняется от одного типа структур к другому. По-видимому, дополнительные материалы обнаружат такую индивидуализацию и по другим гипсометрическим параметрам вулканов. Сейчас важно подчеркнуть, что получены три надежных критерия для выявления во всей совокупности действующих вулканов тех из них, которые достигли предела в своем развитии по составу и высоте.



Р и с. 5. Соотношение между относительной высотой вулканов и абсолютной высотой их фундамента

Предел такого рода свидетельствует о равновесном состоянии вулкана, о потере им одной из степеней свободы, которая дальше уже не может изменяться независимо. Строго говоря, эти критерии не являются абсолютными. Достигнув подобного предела по высоте или составу, вулкан сохраняет способность к дальнейшей эволюции при одновременном изменении высоты и состава по одному из выведенных равенств. Однако это скольжение по предельной линии будет означать уже совокупное изменение признаков, поддерживающее достигнутое состояние равновесия. Назовем такое состояние равновесия между составом вулканитов и одним из высотных параметров вулкана относительным пределом первого рода.

Представляется полезным отыскание абсолютного предела для земных вулканов. Один из возможных способов представлен на рис. 5. Оказывается, относительная высота вулкана при достижении предельных значений может рассматриваться как функция высоты фундамента. Предельное значение относительной высоты описывается уравнением

$$v = 4,5 (\pm 1) - 0,69 H. \quad (13)$$

Эта новая зависимость означает для земных вулканов достижение абсолютного предела или предела второго рода: структуры и энергетика Земли не в состоянии породить более высокие вулканы, чем показано в уравнении.

Сейчас насчитывается 27 действующих вулканов, достигших предела второго рода. Среди них Мауна Лоа, Тристан да Кунья, Эребус, Килиман-

джаро, Ключевской, Фудзи, Попокатепель, Льюльяльяко, Эльбрус и другие. Важнейшей особенностью этих вулканов является менее высокий процент излияний из центрального кратера сравнительно с другими действующими вулканами, соответственно 35 и 58%. Переход вулкана к латеральным извержениям означает приостановку роста высоты конуса и тем самым свидетельствует о достижении или приближении к предельной высоте.

В заключение еще раз нужно подчеркнуть:

1. В процессе развития вулканы могут переживать две стадии: в течение первой состав продуктов извержения и высота вулкана ведут себя как независимые переменные, во второй — состав и гипсометрические параметры соподчинены.

2. Начало второй стадии означает вступление в равновесное развитие и достижение вулканом предела первого рода.

3. Равновесное развитие вулканов во второй стадии ограничено пределом второго рода, определяемым обратной зависимостью между высотами фундамента и конуса.

Гидростатическая модель вулкана. В начале работы отмечалась логическая правомерность и принципиальная возможность применения к вулканам представлений из области гидростатики, согласно которым рост вулканического конуса при эффузивных извержениях означает стремление вулкана к гидростатическому равновесию. Прекращение роста при продолжающихся эффузиях должно было бы свидетельствовать о достижении этого равновесия. Это тем более кажется естественным, когда в такой механизм обязательным элементом входит состав расплава, т.е. его плотность. Но плотность и высота столба жидкости — основные составляющие гидростатического уравнения:

$$dL = d_1 L_1,$$

где d и d_1 — плотности кристаллической среды и расплава соответственно, L — глубина от поверхности Земли до дна вулканического канала, L_1 — высота столба жидкости. В нашем случае $L_1 = L + v$, т.е. общая длина канала раскладывается на относительную высоту конуса и глубину до дна канала от поверхности. Тогда

$$L = \frac{d_1 v}{d - d_1}. \quad (14)$$

Именно таким способом Ф. Тернер и Д. Ферхуген рассчитали глубину очага под Гавайскими вулканами, равную 56 км. Несмотря на предельное совпадение с геофизическими данными, этот результат вызвал такое пессимистическое заключение авторов: "Действительная глубина, по-видимому, несколько больше, так как не известны вулканы, которые находились бы в статическом равновесии" (Тернер, Ферхуген, 1961, стр. 385).

Введение понятия предельного вулкана и обоснование нескольких способов отыскания таких вулканов делают возможным рассматривать их как статически равновесные. Действительно, при достижении предела первого рода относительная высота и плотность (состав) ста-

новятся количественно взаимосвязанными таким образом, что увеличение высоты влечет за собой увеличение плотности, и наоборот. Такой характер изменения этих величин возможен только при увеличении глубины канала и соответственно при вовлечении в плавление более глубоких и более основных пород.

Следовательно, выявленные закономерности делают использование гидростатической модели не только возможным, но и обязательным. Только гидростатика в сочетании с химической стратификацией кристаллических пород коры и мантии удовлетворительно объясняет связь состава вулканитов с высотой вулкана, фундамента и мощностью коры.

Для практического применения уравнения гидростатического равновесия использовался его несколько усложненный и конкретизированный вариант.

Как следует из геофизических данных, вулканы размещаются над многослойными средами, т.е.

$L = L^1 + L^2 + L^3 + \dots + L^n$ с плотностями, соответственно равными $d^1, d^2, d^3, \dots, d^n$.

Если $L > L^1 + L^2 + L^3 + \dots + L^{n-1}$, то $dL = d^1 L^1 + d^2 L^2 + \dots + d^n [L - (L^1 + L^2 + \dots + L^{n-1})]$. Подставляем полученное значение d в (14) и после ряда преобразований получаем:

$$L = \frac{L^1 (d^n - d^1) + L^2 (d^n - d^2) + \dots + L^{n-1} (d^n - d^{n-1}) + vd_1}{d^n - d_1} \quad (15)$$

Значение "n" в (15) определяется подборкой, что достигается ориентировочными расчетами и затруднений не представляет. Основная трудность состоит в выборе плотностей геофизических слоев и магм — данные эти не всегда надежны или попросту отсутствуют. В последнем случае использовались эмпирические кривые зависимости скорости упругих волн от плотности Г. Вулларда, Нейфа и Дрейка (Справочник физических констант, 1969). При расчете плотности магмы исходили из плотности расплавов соответствующих или близких по составу пород при температуре 1200°C с поправкой на кристаллическую фазу, средняя содержание которой принято равным 20% (Масуренков, 1974).

Вся совокупность рассмотренных предельных вулканов разделилась на две группы: вулканы мантийного и корового питания.

Общее количество и относительная доля мантийных вулканов снижаются в ряду структур: океаническая платформа — континентальная платформа — элементарная островная дуга — сложно построенная островная дуга. В высокогорных областях орогенов мантийные вулканы вообще не обнаружены. Состав вулканитов варьирует от щелочно-ультраосновных пород до базальтов и андезито-базальтов. Глубина канала от поверхности Земли составляет 30—70 км, от поверхности Мохо — 5—50 км. Примером мантийных вулканов являются: Пико де Тейде — 65 км; Мауна Лоа — 60 км; Фогу — 55 км; Ключевской, Камерун и Килиманджаро — 50 км; Фудзи и Меру — 45 км; Тристан да Кунья и Этна — 35 км; Семеру — 30 км.

Вулканы корового питания характеризуются сравнительно небольшой относительной высотой постройки. Они полностью отсутствуют на коре океанического типа, но постепенно вытесняют мантийные вулканы по мере эволюции рассмотренного ряда структур. В орогенах представляют единственный тип вулканов. Среди продуктов вулканизма встречены андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты и лишь в одном случае зафиксированы базальты (Льюльяльяко). Глубина канала от поверхности Земли для коровых вулканов составляет 5–45 км. Четко устанавливается зависимость состава вулканитов от положения забоя канала в "гранитном" (дациты, липариты) или "базальтовом" (базальты, андезито-базальты, андезиты) слоях. Примерами коровых вулканов являются: Дьюльяльяко — 42 км; Попокатепетль, Орисаба, Шаста, Рейнир — 35 км; Эль Мисти, Шивелуч — 30 км; Безымянный, Тунгурауа, Котопахи — 25 км; Толима, Гуила, Асама, Вулкано, Эльбрус — 15 км; Коцу-Шима, Узон, Атсонупури — 5 км.

Таким образом, получены следующие обобщенные цифры глубины генерации расплавов разного состава:

1. 30–70 км от поверхности и 5–50 км ниже Мохо — базальтовые и щелочно-ультраосновные.

2. 15–35 км от поверхности и только выше Мохо — андезитовые и андезито-базальтовые.

3. 5–15 км от поверхности и только выше Мохо — дацитовые и липаритовые.

Несмотря на невысокую точность определения глубины конкретных очагов (10–50%), в целом получается вполне удовлетворительная картина соответствия типов генерируемых расплавов геофизическому уровню генерации. Тем самым расчленение коры на гранитный и базальтовый слои, имевшее до настоящего времени только физический смысл, приобретает вещественное содержание, близко соответствующее названию. Действительно, не может быть случайным тот факт, что рассчитываемый забой вулканических каналов дацитовых и липаритовых вулканов не выходит из пределов гранитного слоя, андезитовых и андезито-базальтовых — из базальтового, а глубина канала базальтовых вулканов соответствует базальтовому слою или верхней мантии. Такое совпадение подтверждает действенность гидростатических сил в системе "очаг-вулкан" и вещественную стратификацию коры и мантии.

Радиальное распределение магм. Соотношения между высотными параметрами современных действующих вулканов и составом вулканитов имеют объективный и однозначный характер — дальнейший прогресс может уточнить количественное выражение этих соотношений, но выявленный принцип, по-видимому, ревизии не подлежит. Его интерпретация на основе уравнения гидростатического равновесия приводит к выводу о сравнительно неглубоком залегании очагов питания магмой современных вулканов. Совпадение состава изливающихся расплавов с вероятным составом очаговых зон (по геофизическим данным) сильно увеличивает доверие к гидростатической модели и заставляет искать пути ее "примирения" с возможно большим комплексом фактических

данных. Наиболее фундаментальные сведения поставляют петрологические и геофизические каналы информации. В частности, получены многочисленные материалы, свидетельствующие о возможности или вероятности питания вулканов веществом мантии, поднимающимся с глубин 100–200 км.

Примем это положение за отправное и рассмотрим следствия, вытекающие из его сопоставления с гидростатической моделью вулкана. Прежде всего — о вероятном составе расплавов, заполняющих такой протяженный канал. Как выше показано, для реальных земных условий это не может быть ни базальт, ни андезит, ни липарит — каналы для соответствующих вулканов не простираются дальше 70–5 км. К совершенно аналогичным выводам относительно базальтов пришли Ф. Тернер, Д. Ферхуген (1961) и С.А. Федотов (1974). Петрологические доказательства содержатся в работах автора (Масуренков, 1972; 1973; 1974). Следовательно, можно ожидать, что наиболее вероятное выполнение столь протяженных вулканических каналов, если они, конечно, существуют, это — ультраосновные расплавы.

При разумно выбранных значениях плотности коры, мантии и ультраосновной магмы гидростатическое уравнение показало, что минимальная глубина, с которой эти расплавы могут быть подняты к поверхности Земли, равна 100–130 км (Федотов, 1974). Здесь следует обратиться к другому фундаментальному источнику информации и оценить, насколько высока вероятность такого события. Геология свидетельствует, что ультраосновные породы среди вулкаников встречаются в количестве менее 0,1% (Дэли, 1936). Это однозначно указывает на крайне низкую вероятность подъема ультраосновных магм до поверхности Земли. Вероятность эта неодинакова для разных типов структур. Наиболее высоких значений она достигает в период прогибания геосинклинального трога и в платформенных условиях. В островных дугах и орогенах она равна нулю. Следовательно, рассчитанная минимальная глубина фактически является максимальной из возможных — тем теоретическим нижним пределом системы, который определяется положением верхней кромки канала у поверхности Земли. В действительности мы обязаны считаться с тем, что верхний уровень ультраосновной магматической колонны не достигает земной поверхности и чаще всего останавливается на некоторой глубине от поверхности. Эта остановка означает достижение гидростатического равновесия и соответствует в каждом конкретном случае определенному соотношению между высотой колонны над уровнем Мохо и ее глубиной ниже этого уровня.

$$d_1 L_2 + d_1 l = d L_2 + d^1 l, \quad (16)$$

где L_2 и l — длина магматической колонны соответственно ниже и выше поверхности Мохо, d , d_1 и d^1 — плотности мантии, коры и ультраосновного расплава. Из (16) следует:

$$l = \frac{d - d_1}{d_1 - d^1} L_2. \quad (17)$$

Плотность коры заключена в интервале $2,5-2,9 \text{ г/см}^3$ и в среднем принимается равной $2,75 \text{ г/см}^3$ (Белоусов, 1966). Плотность мантии до глубины 200 км, по К.Е. Буллену, меняется от $3,3$ до $3,5 \text{ г/см}^3$ и в среднем, по-видимому, близка к $3,4 \text{ г/см}^3$ (Белоусов, 1966). Для получения плотности ультраосновного расплава имеются крайне ограниченные и противоречивые данные. Если исходить из выведенной И.А. Дугласом зависимости между кремнекислотностью породы и увеличением объема при переходе в стекловатое состояние и проэкстраполировать эту зависимость в область ультраосновных пород, то получим увеличение объема или уменьшение плотности на $3-4\%$ (Лучицкий, 1971). С другой стороны, конкретные измерения для кристаллических пород и минералов соответствующего состава и адекватных им стекол показывают уменьшение плотности на $12-22\%$ (Дэли, 1936; Справочник физических констант, 1969). Такая неопределенность обязывает принять крайний случай, определяющий весь возможный интервал l и L_2 , т.е. $d^1 = 3,3 \text{ г/см}^3$.

Подставляя принятые значения плотностей в (17), получаем:

$$l = 0,18 L_2. \quad (18)$$

Это равенство позволяет оценить вероятные значения глубины вулканического канала (L_2) для разных типов геологических структур при обязательном внутрикоровом положении верхней кромки ультраосновной магматической колонны ($l \leq H_K$):

1. Океаническая платформа ($H_K = 10 \text{ км}$): $10-55 \text{ км}$.
2. Элементарная островная дуга ($H_K = 20 \text{ км}$): $20-110 \text{ км}$.
3. Сложнопостроенная островная дуга ($H_K = 30 \text{ км}$): $30-165 \text{ км}$.
4. Ороген ($H_K = 70 \text{ км}$): $70-390 \text{ км}$.

Как следует из экзотичности появления ультраосновных расплавов на поверхности и исключительности выбранного значения их плотности, корни таких магматических колонн, если они существуют, в обычном случае должны располагаться ближе к поверхности, чем приведенные максимальные значения.

Здесь важно было подчеркнуть другое — непротиворечивость гидростатической модели существующим фактам и воззрениям о вероятной связи современных действующих вулканов с большими глубинами в мантии, в частности, с фокальным слоем островных дуг. И тот факт, что вулканы эти извергают на поверхность базальты, андезиты или даже липариты, а корни их могут или должны иметь ультраосновной состав, не содержит в себе никакого парадокса.

Система "вулкан—очаг" в таких случаях может состоять из гидростатически равновесных и разных по составу и плотности фрагментов, положение каждого из которых в канале определяется действием сил гравитации и гидростатики и составом субстрата. Ультраосновной расплав, представляющий в рассмотренном случае скорее всего смесь кристаллов и жидкости ($d^1 = 3,3 \text{ г/см}^3$), проникая в нижние горизонты коры, достраивается базальтовыми или более кислыми магмами. Последние, располагаясь над гидростатически равновесными более плотными расплавами, не испытывают с их стороны никакого силового воздействия и ведут себя в состоянии равновесия так, как будто опираются не на жидкую систему, а на

жесткое дно субстрата. Именно поэтому в полученных выше оценочных значениях глубины очагов отсутствуют такие вероятные для некоторых вулканов ультраосновные корни — они никак не проявляются в высотных параметрах вулканов и почти не проявляются в составе вулканитов. Некоторые ультраосновные признаки в андезитах и дацитах Курило-Камчатской зоны показаны автором (Масуренков, 1974).

Следовательно, если в мантии возникает жидкая или твердо-жидкая, но достаточно текучая ультраосновная система, то у нее практически отсутствуют шансы попасть на поверхность Земли в первичном виде. Фронт ее колонны останавливается внутри коры. Дальнейшее продвижение системы к поверхности в общем случае должно быть связано с преобразованием ее фронта в более легкие кремне-насыщенные магмы. Чем более мощная кора встречается на пути такой системы к поверхности, тем более значительные преобразования она должна испытать, т.е. насытиться кремнеземом. Здесь, однако, начинает действовать встречный процесс: соотношения плотностей и длины каналов в коре таковы, что наиболее высоко могут подняться базальтовые расплавы, но сохранению их основности препятствует рост толщины гранитного слоя. Именно поэтому имеет место сокращение диапазона кислотности расплавов с ростом фундамента или толщины коры — в орогенах с наибольшей высотой фундамента фронт системы стремится принять состав, близкий к дацитам.

Механизм преобразования фронта ультраосновной колонны в более кислые магмы в основном отвечает плавлению сиалических коровых пород. Этот вывод, помимо петрологических данных, зиждется на совпадении очаговых зон базальтовых и липарито-дацитовых вулканов с уровнем базальтового и гранитного геофизических слоев. Кристаллизационной дифференциации могут быть обязаны лишь крайне незначительные объемы сиалических расплавов; при значительности объемов происходит небольшое смещение по составу. Во всех случаях в сколько-нибудь заметном масштабе дифференциация может проявляться на уровне коры, так как значительное разуплотнение в пределах мантии по гидростатической модели неуклонно сокращает глубину такой системы и делает невозможным генерацию соответствующих магм в фокальном слое. Колонны ультраосновных магм, внедряясь в кору, служат теми основными системами дренажа мантийного вещества и главным образом энергии, которые обеспечивают набор вулcano-плутонических, гидротермально-рудных и метаморфических процессов.

Таким образом, приложение гидростатической модели к идее глубокого мантийного питания современных действующих вулканов приводит к следующим выводам:

1. В основании сиалических вулканов корового питания могут существовать гидростатически равновесные магматические колонны ультраосновного состава глубиной не более 200 км в островных дугах и 400 км в орогенах при наиболее вероятных средних глубинах 110 и 260 км соответственно.

2. Вертикально протяженные ультраосновные расплавные зоны в основании современных действующих вулканов могут быть главными дренаж-

ными системами мантийного вещества и энергии, вызывающими плавление корового субстрата.

3. Основные закономерности вертикального размещения магм в вулканических каналах описываются уравнением гидростатического равновесия: они обусловлены изменением плотности или состава кристаллической среды и сопряжены с обязательным радиальным изменением состава магм.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Деменицкая Р.М.* Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1967.
- Дэли Р.О.* Изверженные породы и глубины Земли. Л.—М., ОНТИ, 1936.
- Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии, т. I. М., "Наука", 1971.
- Масуренков Ю.П.* Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей, верхняя мантия, № 9. М., "Наука", 1972.
- Масуренков Ю.П.* Реконструкция состава среды и условий магмообразования по включениям в вулканогенных породах. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Масуренков Ю.П.* Минеральные ассоциации и вещество коры и мантии в орогенных вулканитах. — В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Справочник физических констант горных пород.* М., "Мир", 1969.
- Тернер Ф., Ферхуген Д.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Федотов С.А.* О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Холмс А.* Основы физической геологии. М., ИЛ, 1949.
- Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields.* Napoli, Italia, 1959.

П.И. Токарев

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

В период образования планеты Земля внутри нее возникли значительные горизонтальные и вертикальные неоднородности плотности, температуры и состава вещества. С момента образования Земли и до настоящего времени продолжается процесс установления равновесного состояния, который реализуется в виде вертикальных и горизонтальных перемещений вещества, а также в выравнивании температуры внутри Земли. Этот процесс охватывает в настоящее время, по-видимому, весь интервал глубин, от поверхности Земли до ее центра. На существование интенсивных современных движений вещества на глубинах до 700 км указывают глубоко-

фокусные землетрясения. В свете этих представлений вулканизм можно рассматривать как одну из форм вертикального движения вещества и тепловой энергии в процессе установления равновесного состояния Земли.

В отличие от вертикальных тектонических движений, при вулканизме высокопластичное вещество (магма) движется по каналам или трещинам, при этом движение вещества и энергии всегда направлено от центра Земли.

Большинство современных исследователей считают, что вулканизм связан с процессами, происходящими в верхней мантии. Процессами, ведущими к образованию очагов магмы, могут быть вертикальные движения вещества верхней мантии, аномальный приток тепла в отдельных ее областях или другие физико-химические процессы, происходящие на глубине. Из возникших очагов магма по трещинам и каналам поднимается к поверхности Земли. Активность вулкана сохраняется до тех пор, пока в области магматического очага происходит плавление вещества. Наиболее вероятно, что магма поднимается к поверхности Земли в результате увеличения давления в магматическом очаге и возрастания объема вещества при его плавлении. Содержащиеся в магме летучие начинают играть заметную роль в деятельности вулкана только в верхней части выводного канала, где внешнее давление значительно меньше, чем на больших глубинах. В районе Курило-Камчатской вулканической дуги глубина зарождения очагов магмы оценивается в 100–200 км (Федотов, Фарберов, 1966; Горельчик, Фарберов, 1969; Токарев, 1974).

Под вулканическим процессом понимается совокупность явлений, связанных с плавлением вещества и образованием магматических очагов в верхней мантии Земли, движением магмы по выводным каналам и выходом магмы на поверхность Земли. Исходя из таких представлений о вулканизме, модель центрального полигенного вулкана должна включать магматический очаг, связанный с поверхностью Земли выводным каналом. Наиболее вероятно, что магматический очаг и выводной канал имеют осевую симметрию с вертикальной осью. В простейшей модели вулкана магматический очаг может быть представлен в виде шара, а выводной канал — в виде цилиндра. В пределах земной коры возможно существование периферических магматических очагов.

Изучение вулканического процесса путем непосредственных наблюдений за физическими явлениями, происходящими на глубине, пока недоступно. Его можно проводить только наблюдая отдельные явления вулканизма на поверхности Земли и экстраполируя затем их на глубину, а также с помощью моделирования некоторых явлений. Так как вулканизм представляет собой одну из форм вертикального движения вещества и энергии, основными его характеристиками должны быть масса и энергия, выносимые вулканами на поверхность Земли. При рассмотрении вулканического процесса будем считать, что: 1) магматический очаг имеет форму шара, а выводной канал — форму вертикального цилиндра; 2) давление в магматическом очаге близко к литостатическому давлению на данной глубине; 3) температура твердых пород, окружающих магматический очаг, близка к температуре магмы в очаге; 4) изменение объема магматическо-

о очага происходит только в результате плавления окружающих упругих пород, течения которых не происходит; 5) плавление пород в области магматического очага осуществляется вследствие аномального притока тепла из более глубоких частей мантии Земли.

Изучение вулканического процесса, начатое в последние годы, требует введения новых терминов и понятий, ранее не употреблявшихся в вулканологии, которые точно определяли бы физические явления, связанные с вулканизмом. Кажется целесообразным ввести следующие термины:

1. Расход вулкана — количество магмы, поступающей из выводного канала вулкана на поверхность Земли в единицу времени. Лучше пользоваться массовым, а не объемным расходом, так как масса наиболее удобна при одновременном измерении количества твердых, жидких и газообразных продуктов.

2. Энергия извержения — энергия, выносимая на поверхность Земли из выводного канала за время извержения.

3. Мощность вулкана — количество энергии, поступающей на поверхность Земли из выводного канала вулкана в единицу времени.

4. Мощность питания магматического очага — количество энергии, затраченной на плавление пород в области магматического очага и на подъем магмы к поверхности Земли в единицу времени.

5. Генерация магмы — процесс плавления твердых пород в области магматического очага.

6. Скорость генерации магмы — количество магмы, образовавшейся в области магматического очага в единицу времени. Ранее этот термин неудачно применялся (Токарев, 1971) для обозначения расхода вулкана.

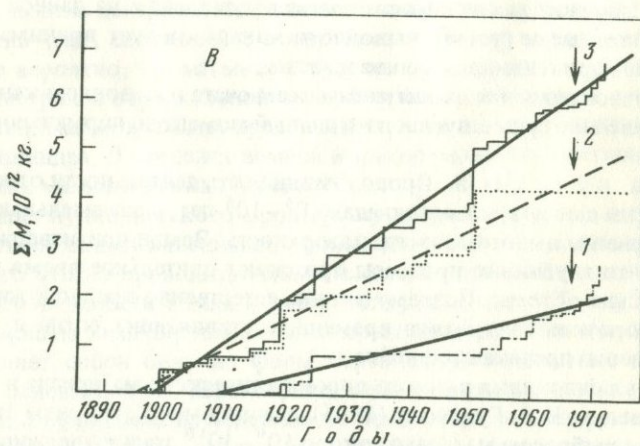
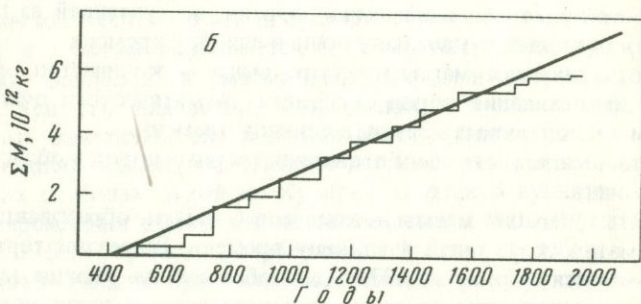
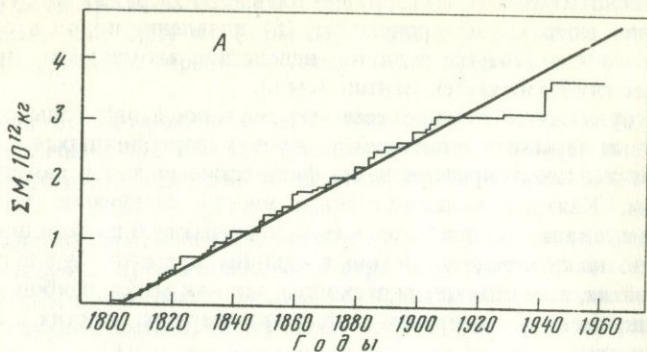
7. Нормальное давление (в магматическом очаге и выводном канале) — давление, равное весу вышележащего столба магмы, полностью заполняющей выводной канал. В нижней части магматического очага нормальное давление равно литостатическому давлению на данной глубине. За верхнюю часть (устье) выводного канала следует принимать дно кратера после пароксизмального извержения.

8. Избыточное давление (в магматическом очаге и выводном канале) — разность давления, существующего в данный момент, и нормального давления.

Р а с х о д в у л к а н о в. Продолжительность деятельности отдельных вулканических центров, составляющая 10^5 – 10^6 лет, и значительные количества материала, выносимого на поверхность Земли при извержениях, указывают, что глубинные процессы протекают длительное время и охватывают большие объемы. Поэтому вполне естественно предположить, что в течение коротких интервалов времени, составляющих сотни и тысячи лет, эти процессы протекают линейно.

Анализируя отложения рыхлого пирокластического материала в районе вулкана Шивелуч, И.И. Гущенко (1965) сделал вывод, что ритм сильных извержений с выбросом материала около 10^9 – 10^{10} тонн выдерживается в масштабе тысячелетий. Сходный вывод сделан и К. Накамурой (Nakamura, 1964) при исследовании отложений на вулкане Ошима.

На рис. 1 приведены кумулятивные графики материала, поступающего на поверхность Земли при извержениях вулканов Ошима, Везувий и Га-



Р и с. 1. Кумулятивные графики выноса материала на поверхность Земли вулканами во время извержений

А – Везувий; Б – Ошима; В – Гавайские вулканы: 1 – Килауэа; 2 – Мауна Лоа; 3 – Килауэа и Мауна Лоа

гавайских вулканов. На графиках видно, что поступление вещества на поверхность Земли при извержениях центральных полигенных вулканов происходит в среднем равномерно во времени в течение $1 \div 15$ сотен лет. Поэтому такое поступление может быть представлено линейной функцией вида

$$M = a t + \beta, \quad (1)$$

где M — масса изверженного материала, t — время, a и β — постоянные коэффициенты для данного вулкана. Коэффициент a — средний расход вулкана.

Имея данные о времени нескольких (n) извержений и о количестве материала (M_j), поступившего на поверхность Земли при каждом из них, можно составить n условных уравнений вида

$$a \sum_1^i t_{ij} + \beta = \sum_1^i M_{ij}, \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

и по ним методом наименьших квадратов рассчитать коэффициенты a и β . t_j — интервал времени между началами j -го и $j-1$ -го извержений. Результаты расчета коэффициентов a и β и их стандартов σ_a и σ_M для некоторых вулканов приведены в табл. 1.

У различных вулканов средний расход a различен и варьирует от 25 кг/сек до 2900 кг/сек (см. табл. 1), а возможно и в больших пределах. По среднему расходу a можно определить и скорость генерации магмы в области магматического очага, которая равна

$$a_0 = a \frac{n+1}{n}, \quad (3)$$

где n — относительное изменение объема при плавлении пород.

Из постоянства среднего расхода вулкана и данных таблицы 1 следуют два важных вывода: 1) генерация магмы в области магматического очага полигенного центрального вулкана происходит с постоянной скоростью в течение сотен, а возможно и нескольких тысяч лет; 2) у различных вулканов скорость генерации магмы различна.

На графиках рис. 1 и в табл. 1 видно, что поступление материала при извержениях Гавайских вулканов значительно отклоняется от рассчитанных прямых, когда они рассматриваются отдельно для каждого вулкана, и имеют небольшой разброс, когда рассматриваются совместно. Отсюда можно сделать вывод, что вулканы Мауна Лоа и Килауза имеют один общий первичный магматический очаг.

Давление в выводном канале. В деятельности многих центральных полигенных вулканов наблюдается определенная цикличность. После большого (пароксизмального) извержения кратер вулкана очищается от заполняющих его продуктов. Затем происходит серия более слабых (межпароксизмальных) извержений, в результате которых кратер снова постепенно заполняется твердыми и рыхлыми продуктами. По мере заполнения кратера закупорка выводного канала постепенно увеличивает-ся и создаются условия для нового пароксизмального извержения. Та-

Таблица 1

Средний расход вулканов

Название вулкана	Интервал наблюдений, годы	Длительность интервала наблюдений, годы	Количество извержений	Средний расход вулкана α , кг/сек	β_1 , кг	σ_M , кг	σ_a , кг/сек
Ошима	500—1951	1451	16	138	-1869	2516	1,58
Везувий	1800—1971	171	47	846	1404	1226	8,55
Килауэа	1894—1971	77	27	1004	-13815	3485	45,0
Мауна Лоа	1894—1971	77	13	2022	-2598	5925	121,0
Килауэа и Мауна Лоа (суммарно)	1894—1971	77	40	2896	-13118	846	11,1
Ключевской (побочные)	1926—1973	47	8	931	4309	1321	33,0
Ключевской (главный кратер и побочные)	1926—1973	47	12	2117	1239	3327	83,0
Шивелуч	1854—1973	119	4	951	—	—	—
Миякесима	1835—1962	127	3	25,3	—	—	—
Авачинский	1909—1971	62	3	539	—	—	—
Сакурасима	1782—1946	164	2	982	—	—	—
Безымянный	1956—1961	6	6	2313	—	—	—

ким образом, наблюдается определенная закономерность в изменении состояния вулкана. Совокупность процессов, в результате которых вулкан возвращается к одному и тому же состоянию, мы называем циклом активности вулкана, а их продолжительность — периодом цикла активности. Для каждого вулкана существует определенная предельная прочность лавовой пробки, которая зависит от формы, высоты и типа вулкана, скорости генерации магмы, а также от физико-химических свойств магмы. Следовательно, для каждого вулкана существует предельное избыточное давление $P_{\text{п}}$, которое может возникать в канале вулкана, и предельная масса избыточного вещества $M_{\text{п}}$, которая может накапливаться в магматическом очаге и выводном канале.

Предельное избыточное давление в выводном канале, по-видимому, равно давлению в очаге вулканического взрыва в начальный момент пароксизмального извержения, которое может быть рассчитано по формуле

$$P = \frac{1}{2} \rho V^2, \text{ где } P - \text{разность давлений внутри и вне выводного канала}$$

вулкана, ρ — плотность выбрасываемого материала и V — скорость вылета материала из кратера. По оценкам разных авторов (Minakami, 1950; Горшков, 1959; Токарев, 1967) давление в очаге взрыва может достигать $(5 \div 30) \cdot 10^7$ паскалей.

Изменение давления в выводном канале вулкана может быть оценено по данным наблюдений за заполнением кратера продуктами межпароксизмальных извержений. После пароксизмального извержения в выводном канале устанавливается нормальное давление. При межпароксизмальных извержениях по мере заполнения кратера твердыми продуктами или маловязкой лавой давление в канале вулкана, вызванное нагрузкой материала, заполняющего кратер, постепенно возрастает. Зная плотность материала и высоту слоя h над устьем выводного канала, можно рассчитать дополнительное давление, которое равно $\Delta P = \rho hg$.

На рис. 2 приведены данные о заполнении кратеров продуктами извержений (данные взяты из работ: Макдональд, 1959; Ритман, 1964; Мархинин и др., 1961; использованы материалы И.Т. Кирсанова) и расчеты изменения давления в выводном канале вулканов Килауза, Везувия и Безымянного, вызванного дополнительной нагрузкой, которую создают эти продукты. На графиках видно, что в начальный период заполнение кратера и возрастание давления идут в среднем линейно во времени, а затем у вулканов Везувий и Килауза рост давления замедляется. Возможно, это вызвано тем, что уже начинает играть роль сопротивление остывших пород, а давление в канале вулкана по-прежнему продолжает возрастать линейно. В этом случае можно рассчитать и ту часть давления (см. интервал АВ на рис. 2), которая обусловлена сопротивлением пород, хотя для вулкана Килауза, где кратер заполняется жидкой лавой, такое объяснение неприемлемо. Вполне возможно, что при высоком стоянии лавы в лавовом озере вулкана Килауза начинается отток лавы в рифтовую зону и поэтому скорость подъема лавы в кратере замедляется (Macdonald, 1959). У вулкана Безымянного в период 1961–1963 гг. наблюдается сдвиг прямых и некоторое уменьшение скорости возрастания давления.

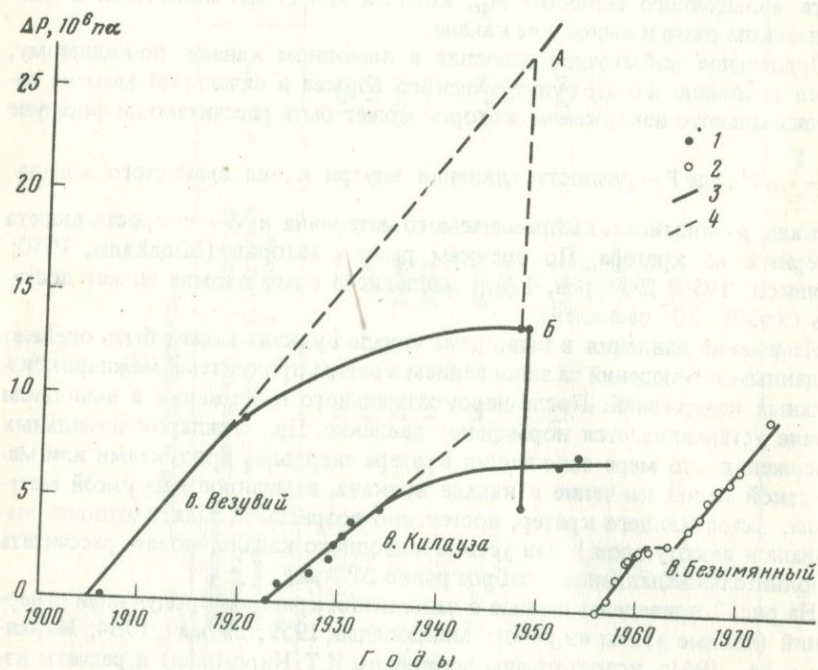
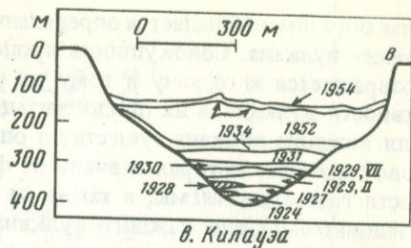
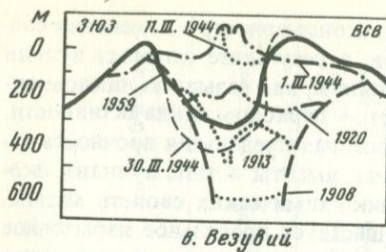


Рис. 2. Схемы заполнения кратеров Везувия (Ритман, 1964) и Килауэа (Макдональд, 1959) продуктами извержений; графики возрастания давления в выводном канале (в паскалях), вызванного нагрузкой материала

1 — замеры непосредственно после извержений; 2 — замеры в произвольное время; 3 — возрастание давления по данным наблюдений; 4 — предполагаемое возрастание давления; А, Б — объяснения см. в тексте

Сдвиг может быть связан как с изменением характера деятельности вулкана, так и с тем, что в 1957–1961 гг. измерения высоты купола велись с помощью теодолита (Мархинин и др., 1961), а в 1963–1973 гг. по фотоснимкам (материалы И.Т. Кирсанова). На рис. 2 также видно, что рост купола вулкана Безымянного в 1956–1973 гг. происходил почти непрерывно (Горшков, Богоявленская, 1965), а это указывает на малую вязкость магмы в канале вулкана.

Средняя скорость возрастания давления

Вулкан	Интервал времени наблюдений, годы	Средняя скорость возрастания давления а, Па/сек · 10 ²	в, Па · 10 ²	σ_a^2 , Па/сек · 10 ²	σ_b , Па · 10 ²
Везувий	1906–1920	2,04	1,16	0,06	0,82
Килауэа	1923–1934	1,36	0,15	0,01	0,10
Безымянный	1956–1961	2,34	0,28	0,10	0,48
Безымянный	1963–1973	1,96	-3,97	0,02	0,35

Рассмотренные три случая позволяют сделать вывод, что избыточное давление в выводном канале вулкана возрастает линейно во времени, т.е.

$$\Delta P = at + b, \quad (4)$$

где a — средняя скорость возрастания давления, а b — постоянная величина.

В табл. 2 приведены результаты расчета средней скорости возрастания давления a , постоянной b и стандартов σ_a и σ_b .

Из таблицы видно, что скорости возрастания давления невелики и у различных вулканов изменяются в сравнительно небольших пределах. При такой малой скорости изменения давления в канале вулкана и малой вязкости магмы в период покоя вулкана дополнительное давление во всей системе магматический очаг — выводной канал будет одинаковым.

Механизм подъема магмы. В начале статьи мы предположили, что вулканизм обусловлен непрерывным аномальным притоком тепла и плавлением твердых пород в области магматического очага, а температура твердых пород вблизи магматического очага близка к температуре их плавления и к температуре магмы в очаге.

Обозначим плотность пород вблизи магматического очага через ρ , их удельную теплоемкость через C , удельную теплоту плавления через f , плотность магмы в магматическом очаге через ρ_0 , а объем магматического очага в начальный момент через V_0 . Выделим на границе магматического очага элементарный объем твердых пород δV_1 . При поступлении избыточного тепла

$$\delta E = q\rho \cdot \delta V_1 \quad (5)$$

произойдет полное расплавление пород в этом объеме. При этом расплав должен занять объем $\delta V_2 = \delta V_1 (1 + n)$, где $n = \frac{\sigma V_2 - \sigma V_1}{\sigma V_1}$ — относительное изменение объема при плавлении пород. Так как вследствие предположе-

ния об отсутствии течения твердых пород в области магматического очага объем очага V_0 увеличится на величину δV_1 , а не на δV_2 , избыточная масса магмы

$$\delta M = \rho_0 (\delta V_2 - \delta V_1) = \delta V_1 (\rho - \rho_0) = \rho_0 \cdot n \cdot \delta V_1 \quad (6)$$

будет выжата в магматический очаг, а оттуда по выводному каналу на поверхность Земли. Таким образом, подъем магмы на поверхность Земли будет происходить за счет тепловой энергии, поступающей в магматический очаг.

Дискретность извержений. Вопрос о дискретности извержений при постоянной скорости генерации магмы рассмотрен в работе П.И. Токарева (1971). Было показано, что при постоянной скорости генерации магмы и закрытом жерле вулкана в период между извержениями в магматическом очаге и выводном канале происходит накопление избыточной магмы δM в результате упругих деформаций твердых пород, окружающих магматический очаг и выводной канал, а также вследствие сжатия магмы (рис. 3).

$$\delta M = a \delta t = a_0 \frac{n}{n+1} \cdot \delta t = \pi \rho_0 \left[a \frac{1+\sigma}{E} (Hr^2 + R^3) + k(Hr^2 + 1,3R^3) \right] \delta P \quad (7)$$

Здесь a_0 — скорость генерации магмы, за время которой образовалась избыточная масса aM , σ — коэффициент Пуассона, E — модуль упругости, k — коэффициент сжимаемости магмы, R и r — радиусы магматического очага и выводного канала, δP — изменение избыточного давления в системе. Остальные обозначения объяснены выше.

Из равенства (7) следует, что при постоянной скорости генерации магмы a_0 в системе "магматический очаг — выводной канал" давление будет возрастать линейно. Этот вывод соответствует результатам, полученным выше по данным наблюдений. В работе (Токарев, 1971) также показано, что при разумных значениях констант уравнения (7) можно объяснить накопление наблюдаемой при извержениях массы материала не только у вулканов с закрытым, но и с открытым выводным каналом.

Размер магматических очагов. Мы предположили, что магматический очаг возникает в результате плавления пород; течения твердых пород в области магматического очага не происходит, а образовавшееся избыточное количество магмы вследствие увеличения объема вещества при плавлении выходит на поверхность Земли. Приняв относительное изменение объема при плавлении пород $n = 0,05$ и зная, что объем изверженных продуктов отдельных вулканов (V) равен $10^2 \div 10^4$ км³,

можно оценить объем магматического очага $V_0 = \frac{1}{n} V$. Подставив в эту

формулу значения n и V , получим, что объем магматических очагов может достигать $10^3 - 10^5$ км³; это соответствует объему шара с радиусом 5–30 км.

Размер выводных каналов. О диаметре выводного канала можно судить по величине кратера или купола в начальный период его роста, а также по размерам неков древних вулканов, предполагая, что их размеры и форма близки к размерам и форме выводных каналов на глубине. В настоящее время в принципе возможно определить диаметр выводного канала в пределах конуса с помощью "просвечивания" сейсмическими волнами.

В большинстве случаев кратеры, куполы и неки центральных полигенных вулканов имеют круглую или овальную форму, а их диаметры составляют первые сотни метров и реже до одного километра и более. При побочных извержениях выводные каналы имеют значительно меньшие размеры (метры или первые десятки метров). Что касается длины выводного канала, то ее можно принять равной глубине магматического очага, т.е. 100–200 км.

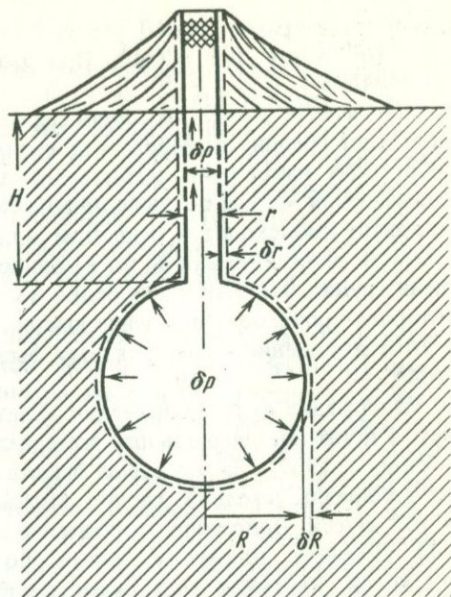
При оценочных расчетах длину выводного канала можно принимать равной 100 км, а диаметр выводного канала равным диаметру кратера. Если допустить при этом, что мы ошибаемся в 2 раза, то наши оценки будут близки к реальным размерам.

Исходя из принципа наименьшего действия, выводные каналы должны быть вертикальными. В первом приближении их можно считать цилиндрическими, хотя в действительности эти каналы, по-видимому, расширяются книзу, так как разность температур магмы в канале и окружающих твердых пород уменьшается с глубиной и на больших глубинах возможно плавление пород стенок выводного канала и увеличение его диаметра.

Скорость подъема магмы. Средняя скорость подъема магмы $V_{\text{ср}}$ может быть рассчитана по величине расхода вулкана a и диаметру выводного канала ($D = 2r$).

$$V_{\text{ср}} = \frac{a}{\pi r^2 \rho_0} \quad (8)$$

Для вулканов Безымянного и Шивелуча диаметр канала можно принять равным 400 м, а плотность магмы $\rho_0 = 2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Подставляя в формулу (8) эти значения и средний расход вулкана из табл. 1, получим, что средняя скорость подъема магмы по выводному каналу для вулкана



Р и с. 3. Идеализированная модель вулкана

Безымянного равна $7,4 \cdot 10^6$ м/сек (230 м/год), а для вулкана Шивелуч — $3,0 \cdot 10^6$ м/сек (95 м/год). При этом ошибки оценок не превышают 0,7 порядка.

Полученные оценки скорости перемещения магмы по выводному каналу дают средние значения за длительный срок. Однако в период покоя происходит накопление избыточной магмы в магматическом очаге и перемещения магмы по выводному каналу незначительны. Ее перемещение по каналу происходит в основном в период извержения. Однако оценить скорость движения магмы по выводному каналу во время извержения очень трудно, так как очень редко достоверно известно время, в течение которого происходит истечение ювенильного материала из жерла вулкана. В этом отношении благоприятным было извержение вулкана Шивелуч в 1964 г.

Извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. продолжалось 70 минут, а истечение ювенильного материала из кратера вулкана — 28 минут (Токарев, 1967). За это время было выброшено $1,6 \cdot 10^{12}$ кг ювенильного материала, средний расход вулкана в этот период составлял $a = 10^9$ кг/сек. Подставив это значение в формулу (8), получим, что средняя скорость движения магмы по выводному каналу составляла 3,2 м/сек. Учитывая возможные ошибки определения диаметра канала, количества и времени излияния ювенильного материала, можно сказать, что скорость движения магмы по выводному каналу во время извержения лежит в пределах 0,3—30 м/сек. Приняв содержание летучих (в основном паров воды) в магме равным 2,5 весовых процентов, получим, что объем магмы при атмосферном давлении увеличится в 60 раз. Следовательно, средняя скорость движения магмы на верхнем срезе выводного канала, где давление равно атмосферному, будет равна $3,2$ м/сек $\times 60 = 190$ м/сек. Следует заметить, что в отдельные периоды извержения скорость истечения материала может отличаться в несколько раз от средней скорости. Полученная оценка средней скорости близка к скоростям вылета материала из кратера, наблюдаемым при извержениях.

Энергетика вулкана. При рассмотрении энергетики вулканов следует отдельно рассматривать энергию (E_1), выносимую на поверхность Земли из устья выводного канала (дна кратера), энергию (E_2), затрачиваемую на подъем магмы от магматического очага к устью выводного канала, энергию (E_3), теряемую через стенки выводного канала и магматического очага вследствие теплопроводности пород, энергию (E_4), идущую на разрушение лавовой пробки, энергию (E_5), затраченную на плавление пород, энергию (E_6) магматического очага и энергию (E_7), подводимую к магматическому очагу. Непосредственные измерения возможны только для энергии, выносимой на поверхность Земли. Для остальных видов энергии могут быть сделаны только оценки на основании расчетов, выполненных при более или менее достоверных допущениях и предположениях.

Энергия E_1 , поступающая на поверхность Земли из устья выводного канала вулкана, выделяется как во время извержений, так и в период покоя.

В период покоя потеря вулканом энергии происходит в результате излучения (E_1) и теплопроводности (E_{12}) пород дна кратера и конуса вулкана, а также вследствие выноса энергии (E_{13}) фумарольными газами. По оценкам, приводимым в работе Ы.Г. Поляка (1966), суммарная мощность этих потоков энергии ($w_{11} + w_{12} + w_{13}$) на отдельных наиболее активных вулканах мира не превосходит $1,9 \cdot 10^9$ Вт, а $E_{12} \ll E_{13}$. Энергия излучения E_{11} также значительно меньше E_{13} . Поэтому в большинстве случаев энергия, теряемая вулканом в период покоя, $E_{11} + E_{12} + E_{13} \approx E_{13}$.

Во время извержения энергия, выносимая вулканом на поверхность Земли, складывается из кинетической энергии (E_{14}), движущейся через устье выводного канала магмы, тепловой энергии (E_{15}), содержащейся в магме, и энергии (E_{16}) экзотермических реакций, которые происходят при выходе магмы на поверхность Земли. По оценкам П.И. Токарева (1967) и других исследователей, E_{14} на 2–3 порядка меньше тепловой энергии E_{15} . Энергия E_{16} также значительно меньше E_{15} . Поэтому энергия извержения $E_{14} + E_{15} + E_{16} \approx E_{15}$, т.е. она может с достаточной точностью определяться по величине тепловой энергии, аккумулированной в извергаемой на поверхность Земли магме. Приняв теплосодержание магмы $Q = [c(T_1 - T_0) + q] = 1,7 \cdot 10^6$ Дж/кг, (температура магмы $T_1 = 1300^\circ\text{K}$, теплоемкость $c = 1,3 \cdot 10^3$ Дж/кг, температура воздуха на поверхности Земли $T_0 = 300^\circ\text{K}$ и теплота кристаллизации магмы $q = 4,2 \cdot 10^5$ Дж/кг), по известной массе извергнутого материала M можно определить энергию извержения $E_{15} = MQ$, а по известному расходу вулкана во время извержения a – мощность извержения $W_{15} = aQ$. Для извержения вулкана Шивелуч в 1964 г. $w_{15} = 1,6 \cdot 10^{15}$ Вт.

Сравнения энергии извержений с энергией, теряемой вулканом в период покоя, приводят к выводу, что для различных вулканов отношение E_{15}/E_{13} изменяется в пределах $1 \div 1000$. Однако для наиболее активных вулканов энергия фумарольной деятельности по крайней мере на один порядок меньше энергии извержений. Возможно, что отношение E_{15}/E_{13} характеризует стадию развития вулкана и его уменьшение указывает на затухание активности вулкана, поэтому при изучении вулканического процесса необходимо учитывать и потери энергии вулканов в период покоя.

Энергия E_2 , затраченная на подъем магмы, складывается из энергии, затраченной на преодоление сил гравитации (E_{21}) и сил трения (E_{22}), а также на приведение магмы (E_{23}).

$$E_2 = E_{21} + E_{22} + E_{23} = MgH + \frac{8 \eta g HM}{\rho_0 r^2} V + \frac{1}{2} \pi r^2 H \rho_0 V^2, \quad (9)$$

где g – ускорение силы тяжести, η – вязкость магмы, V – средняя скорость движения магмы по выводному каналу во время извержения, H и r – длина и радиус выводного канала, ρ_0 – плотность магмы и M – масса материала при извержении. Для вулкана Шивелуч $g = 9,81$ м/сек², $H = 10^5$ м, $r = 200$ м, $\rho_0 = 2,5 \cdot 10^3$ кг/м³ и $V = 3,2$ м/сек. Приняв $\eta = 10^5$ Н · сек/м², произведем оценку отдельных видов энергии. Подставив

указанные значения в формулу (9) и разделив их на M , получим затраты энергии на единицу массы: $E_{21} = 9,8 \cdot 10^5$ Дж; $E_{22} = 2,6 \cdot 10^4$ Дж, $E_{23} = 1,6 \cdot 10^5$ Дж. Отсюда можно сделать вывод, что $E_2 \approx E_{21}$, т.е. основная доля энергии при подъеме магмы к поверхности Земли затрачивается на увеличение ее потенциальной энергии. Следует заметить, что энергия E_{22} , затраченная на преодоление сил трения, в конечном счете превращается в тепловую энергию и идет на повышение тепловой энергии магмы. Отметим, что для вулкана Шивелуч средняя мощность, затрачиваемая на подъем магмы, $w_2 \approx 9,3 \cdot 10^8$ Вт.

Энергия E_3 , теряемая через стенки выводного канала и магматического очага вследствие теплопроводности, может быть определена, если известны теплопроводность окружающих пород и геометрические размеры выводного канала и магматического очага. Однако эти величины точно неизвестны и оценки будут иметь большие ошибки. По-видимому, более надежной будет оценка, полученная на основании следующих соображений. По многочисленным расчетам магма в области магматического очага имеет температуру не выше 1800°K , а из наблюдений известно, что в верхней части выводного канала ее температура порядка 1300°K . Таким образом, за время продвижения от магматического очага к поверхности Земли ее температура снижается приблизительно на одну треть, и, следовательно,

$$E_3 \leq \frac{1}{2} E_{1s} \text{ или } E_3 < \frac{1}{2} E_1.$$

Энергия E_4 , затрачиваемая на разрушение лавовой пробки перед извержением, может быть рассчитана по энергии землетрясений (E_c), предвещающих извержение, из соотношения $E_4 = \frac{1}{\omega} E_c$, где ω — доля высвобожда-

ющейся в очаге землетрясений энергии, переходящей в энергию сейсмических волн. При тектонических землетрясениях $\omega = 0,005$. При извержении вулкана Шивелуч 12.XI 1964 г. энергия E_4 была на 2 порядка меньше энергии E_1 (Токарев, 1967).

Энергия E_5 , затрачиваемая на плавление пород в области магматического очага, температура которых близка к температуре плавления, может быть определена по формуле $E_5 = q \cdot M$, где q — удельная теплота плавления и M — масса пород. Для пород в области магматического очага можно принять $q = 5 \cdot 10^5$ Дж/кг. Мощность, затрачиваемая на плавление пород в области магматического очага, может быть определена по скорости генерации магмы или по расходу вулкана a .

$$W_5 = a_0 q = \frac{1+n}{n} a q. \quad (10)$$

Энергия магматического очага E_6 равна тепловой энергии, содержащейся в магме очага $E_6 = QM$, где Q и M — теплосодержание и масса магмы в магматическом очаге. При температуре 1800°K удельная теплоемкость базальтовой магмы $C = 1,5 \cdot 10^3$ Дж/кг, а теплосодержание $Q = 3,1 \cdot 10^6$ Дж/кг.

Энергия E_7 , подводимая к магматическому очагу, $= E_2 + E_4 + E_5$. Полигенный центральный вулкан может рассматриваться как система, работающая в стационарном режиме, поэтому энергия E_7 будет равна энергии, затрачиваемой на перемещение магмы по выводному каналу E_2 , на разрушение лавовой пробки E_4 и на плавление пород E_5 . Так как $E_4 \ll E_2$ и $E_2 \approx E_{21}$, $E_7 \approx E_{21} + E_5 \approx M(qH + \frac{1+n}{n}q)$, а мощность питания магматического очага

$$w_7 = w_{21} + w_5 \approx a \left(qH + \frac{1+n}{n} q \right), \quad (11)$$

где a — средний расход вулкана.

Из таблицы 1 видно, что у различных вулканов $a = 25 \div 3000$ кг/сек. Используя эти данные, а также указанные выше значения H , n и q , по формуле (11) можно оценить мощность питания магматических очагов различных вулканов

$$w_7 = a (10 \cdot 10^5 + 21 \cdot 5 \cdot 10^5) = a (10^6 + 10,5 \cdot 10^6) = a \cdot 1,15 \cdot 10^7 = (25 \div 3000) \cdot 1,15 \cdot 10^7. \quad (12)$$

Из (12) также видно, что на плавление пород, а следовательно, и на повышение тепловой энергии магматического очага расходуется энергия в 10 раз больше, чем на подъем магмы к поверхности Земли.

Потеря энергии недрами Земли через вулканы равна $E_8 = E_1 + E_2 + E_4 \approx E_{13} + E_{15} + E_{21} \ll 2E_{15} + E_{21}$. Для вулкана Шивелуч мощность этих потерь $w_8 \ll 4,1 \cdot 10^9$ Вт. По данным П.И. Токарева (1970), мощность потерь недрами Земли в Курило-Камчатской зоне через вулканы на один порядок больше мощности, излучаемой в пространство в виде сейсмических волн при тектонических землетрясениях.

З а к л ю ч е н и е. Полученные закономерности вулканического процесса могут быть использованы для практических целей. Так, постоянство скорости генерации магмы и расхода вулкана может быть использовано для прогноза активности вулкана (оценки времени, энергии и массы магмы следующего извержения), необходимого при вулканическом районировании. По средней скорости возрастания давления можно делать оценки давления в выводном канале вулкана перед извержением. По количеству изверженного материала или средней скорости перемещения магмы можно оценить глубину, на которой находилась магма в определенное время. Так, например, по средней скорости перемещения магмы ($v_{cp} = 230$ м/год) вулкана Безымянного можно определить, что магма, выходящая сейчас на поверхность Земли, после гигантского извержения 30.III. 1956 г. находилась на глубине около четырех километров. Из анализа энергетики вулканов следует, что энергия, выносимая вулканом на поверхность Земли в период покоя и во время извержений, не превосходит удвоенной тепловой энергии, содержащейся в извергаемой магме. Получено также, что мощность питания отдельных вулканов лежит в пределах $3 \cdot 10^8 \div 3 \cdot 10^{10}$ Вт.

- Горельчик В.И., Фарберов А.И. Землетрясения с промежуточной глубиной очага и некоторые проблемы вулканизма Камчатки. — Труды III Всес. симпозиума по сейсмическому режиму. Часть II, Новосибирск, 1969.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955–1963 гг. М., "Наука", 1965.
- Гущенко И.И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука", 1965.
- Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., "Наука", 1966.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1965.
- Токарев П.И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1967, № 9.
- Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1970, № 3.
- Токарев П.И. О некоторых закономерностях вулканического процесса. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2.
- Токарев П.И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом. — В сб.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В сб: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., "Наука", 1966.
- Macdonald G.A. Activity of Hawaiian Volcanoes during the years 1951–1956. — Bull. Volcanol., ser. II, t. XXII, Napoli, 1959.
- Minakami T. On Explosive Activities of andesitic Volcanoes and their Forerunning Phenomena. — Bull. Volcanol., t. XI, 1950.
- Nakamura K. Volcano-stratigraphic study of Oshima Volcano, Jzu. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo univ., 1964, v. 42, N 4.

В.А. Дроздин

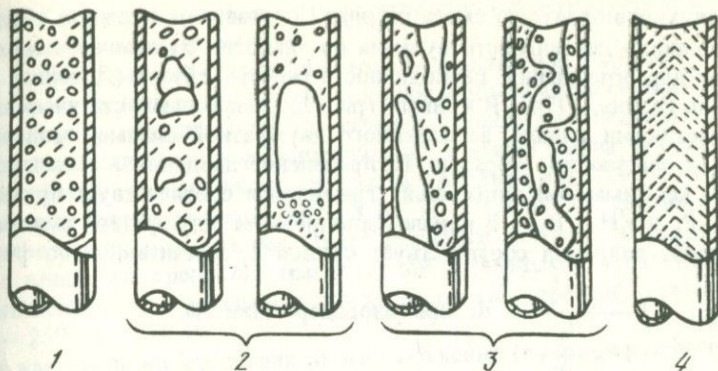
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

АНАЛОГИ ДИНАМИКИ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО АППАРАТА И СИСТЕМЫ ПЛАСТ – СКВАЖИНА

Статья содержит качественную оценку работ вулканического аппарата как скважины, основанную на опыте анализа работы пароводяных скважин Паужетского геотермального месторождения и на опыте непосредственных наблюдений над извержениями вулканов Шивелуч, Карымский, Ключевской и Олимпийский прорыв на Алаиде.

Вулканы известны как центры излияния лавы, неотъемлемым качеством которых является периодичность деятельности. Подразумевается, что вулканы связаны с магнообразованием и, даже более того, именно наличие лавы на вулканах порождает и питает магматогенные гипотезы. В практическом смысле прежде всего необходимо уметь разделять вулканы: на потухшие и действующие.

Наблюдая за извержениями, изучая эволюцию вулканических аппаратов и продуктов, поставляемых ими на дневную поверхность, мы можем



Р и с. 1. Типы вулканических извержений и формы течений двухфазных смесей

1 - лавовые излияния, пузырьковый режим течения, $X < 0,001$; 2 - энтинский тип деятельности, $X < 0,01$; 3 - этно-везувианский тип деятельности, диспергированный режим течения; 4 - вулканический тип деятельности, диспергированный режим течения

$$X = \frac{\gamma''}{\gamma'} \left[\frac{V_{\Pi} - V_{\infty}}{1,2j} - 1 \right],$$

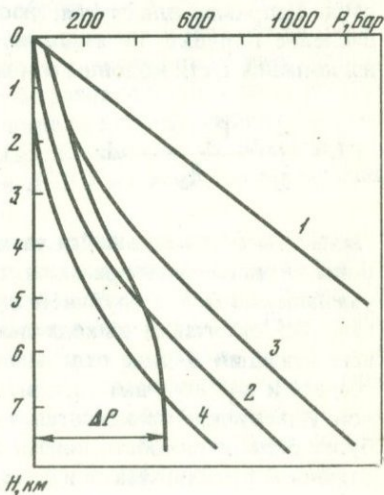
где $V_{\infty} = \frac{D^2 q}{\mu}$; $X \approx \frac{\sqrt{gD}}{30j}$

3 - этно-везувианский тип деятельности, диспергированный режим течения; 4 - вулканический тип деятельности, диспергированный режим течения

и обязаны делать предположения о механизме работы вулканов. Извержение - это прежде всего поступление на поверхность ювенильного материала. Многие вулканологи (Грейтон, 1949; Verhoogen, 1951; Асланян, 1959; Macdonald, 1963; Ритман, 1964; Мархинин, 1967) отмечали ведущую роль газов в процессе извержения.

В соответствии с представлением о ведущей роли газов в извержении было проведено сопоставление типов вулканической деятельности и форм течения двухфазной (газ-лава) смеси (Дрознин, 1969). На рис. 1 показаны формы течения подобной смеси; различия между ними обусловлены прежде всего газосодержанием, т.е. отношением массы газа к общей массе двухфазной или двухкомпонентной смеси; даны расчетные формулы для определения газосодержания, полученные на основе теории течения двухфазных смесей (Уоллис, 1972).

Если рассматривать ювенильный материал, находящийся в канале вулкана,



Р и с. 2. Распределение давлений в канале, заполненном двухфазной смесью

1-4 - объяснения см. в тексте

как двухкомпонентную смесь расплав — газ, то можно объяснить периодичность деятельности вулкана по аналогии с механизмом, предложенным для объяснения периодичности работы гейзера (Дрознин, 1971; Дрознин, Разина, 1974). В кривых (рис. 2), называемых статическими характеристиками канала, заполненного двухфазной смесью, процесс описывается следующим образом. Распределение давления в канале, заполненном несжимаемой жидкостью, графически соответствует прямой линии 1: $P_1 = \gamma'N + P_{\text{ата}}$. В канале, заполненном двухфазной смесью, распределение давления соответствует кривой 2, рассчитанной по формуле

$$P_2 = P_{\text{ата}} + \int \frac{\gamma'}{\delta_1 \frac{1+x}{\gamma''} - 1} dt \text{ при газосодержании } 2\%.$$

С учетом растворимости газов на больших глубинах линия 2 переходит в прямую $\frac{dP}{dz} \rightarrow \gamma'$, причем это значение достигается на глубине, где величина растворимости равна сумме значений газосодержания и величины растворимости при P-T условиях на выходе.

Если первоначально в верхней части колонны находится дегазированная лава высотой H, то распределение давления для данного случая отобразит кривая 3. После удаления лавовой пробки или ее разрушения, сопровождаемого существенным уменьшением давления на границе раздела верхней и нижней части лавовой колонны, или в общем случае, после соответствующего перераспределения газосодержания по высоте канала, начинается газоотделение и излив двухфазной смеси.

По окончании излива давление в слое, находившемся до извержения на некоторой глубине, будет отвечать кривой 4. Существенно, что при изливе, сдерживаемом слоем некоторой толщины, разрежение, испытываемое глубинными зонами, на порядок больше литостатического давления этого слоя. Например, для случая, изображенного на рисунке: литостатическое давление порядка 50 атмосфер, а разрежение — 500 атмосфер. Высота излившейся части колонны описывается уравнением:

$$L = \int_L^{\infty} \frac{P_3 - P_4}{P_3} dz < \int_L^{\infty} \frac{\Delta P}{P_3} dz = \frac{xPT}{\mu} \text{ при } \gamma'' = \frac{\mu P}{RT}.$$

Лимит высоты излившейся части колонны обуславливается, с одной стороны, кривой растворимости газа в магме, с другой — прогрессивно уменьшающимся с глубиной влиянием сброса давления на расширение газа. По окончании выхода лавы из канала будет истекать только газ, всплывающий в виде отдельных пузырьков. Дегазированная лава будет оседать и мы получим картину распределения, отвечающую первоначальной. Извержение прекратится, когда скорость просадки лавовой колонны будет больше скорости подачи материала в канал. Таким образом, периодичность вулканических извержений определяется двухкомпонентностью

материала в канале и зависит от закономерностей перераспределения газосодержания по высоте канала.

Некоторые главные следствия такого механизма извержения: Зная высоту излившейся части колонны и объем изверженного материала, мы можем оценить площадь сечения подводящего канала. Оценки, проведенные для прорывов Олимпийского и имени Пийпа на основе данных по объему изверженного материала (Авдейко и др., 1974; Кирсанов, 1968), дают величины площадей: $5 \times 10^4 \text{ м}^2$ и $7 \times 10^4 \text{ м}^2$ соответственно. Для извержения прорыва им. Пийпа расчетное значение площади совпадает с площадью трещины, трассируемой взрывными воронками, для Олимпийского — с площадью одной взрывной воронки (средний диаметр — 250 м).

Из качественных следствий можно объяснить природу вулканических дрожаний, сопровождающих извержение (Токарев, 1966), как пульсацию давлений при течении двухфазной смеси (Хаббард, Даклер, 1970).

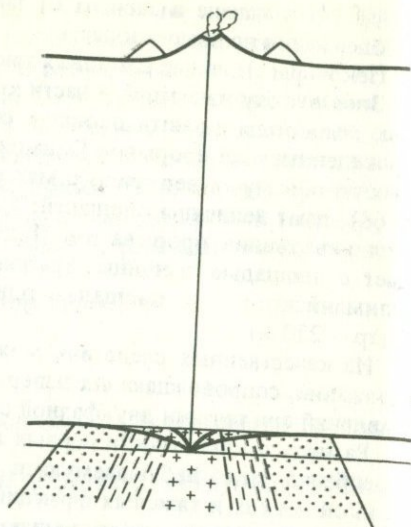
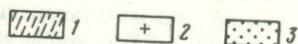
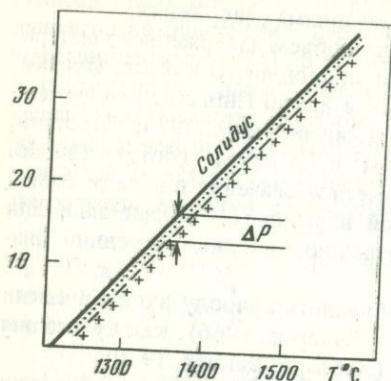
Разницу в кислотности первых и последних порций одного извержения (особенно четко наблюдаемую на вулкане Гекла) можно объяснить разгонкой легких и тяжелых фракций при нестационарном течении расплава, если предположить, что он представляет собой смесь расплавов различной плотности.

Кроме того, в свое время Иокояма и др. (Yokoyama, 1954; Rikitake, 1955), отмечая магнитную аномалию на вулкане Михара, предшествующую извержению, объяснили ее возникновение изменением температуры в канале вулкана, хотя механизм такого сравнительно быстрого изменения температур представить трудно. Из предложенного механизма видно, что основное изменение температуры перед извержением происходит на границе дегазированной магмы и магмы, еще не принимавшей участия в извержении, а темп прогрева соответствует конвективному перемешиванию.

Второй основной вопрос динамической вулканологии: откуда лава поступает на поверхность? Для ответа на этот вопрос необходимо знать, как и где образуется магма. Наиболее общей как в физическом, так и в геологическом аспектах является модель адвекции, когда магма, образовавшаяся на большой глубине, всплывает к поверхности из-за разности удельных весов жидкого и твердого субстратов, оставляя на своем пути, вследствие охлаждения, более тугоплавкие кристаллизующиеся разности (Грин, Рингвуд, 1968б). Для локальных вулканических объектов расплавление пород на глубине (Велинский, 1970) объясняется повышенным для данной области тепловым потоком.

Мы придерживаемся модели плавления, возникающего в результате падения давления. Известно (на этом принципе основана теория зонной плавки), что при повышении температуры образца горной породы при постоянном давлении сначала выплавляются более легкоплавкие разности и соответственно более кислые, затем более основные. На рис. 3, отражающем диаграмму состояния пиролита для дальнейшего качественного анализа, обозначены три зоны в области между линией солидуса и ликвидуса: зона отделения летучих, зона кислых выплавов, зона основных выплавов. При постоянной температуре, по мере падения давления, мож-

P , кбар



Р и с. 3. Схема развития магматического очага
1 - кислый расплав; 2 - основной расплав; 3 - летучие

но получить появление сначала кислых, а затем все более основных выделок. При падении давления выплавление может происходить при понижении собственной температуры породы в соответствии с законом Клапейрона-Клаузиуса.

Если канал достигает глубины, где вещество находится на линии солидуса, то реализация перепада давления, равного разности литостатического давления на данной глубине, и давления, создаваемого столбом расплава, будет происходить с образованием депрессионной воронки, постоянно расширяющейся со временем. При сравнении P - T диаграммы породы и распределения давлений в зависимости от расстояния до канала видно, что в ближних к каналу зонах выплавляется более основной расплав, в дальних — более кислый. Следствием такого распределения является поступление в канал сначала основного расплава, затем более кислого. Следовательно, рассматриваемый процесс становления магматического очага вулкана под действием гидростатических сил предопределяет объяснение наблюдаемого на вулканах гомодромного порядка дифференциации вулканических продуктов.

В соответствии с теорией работы скважин, дренирующих пласт, дебит скважины во времени уменьшается. По аналогии временем затухания вулканической деятельности будет время, когда расход по каналу вулкана не обеспечит поддержание стабильной температуры в канале, т.е. когда теплоотдача во вмещающие породы будет сравнима с переносом тепла по каналу вулкана. При этом, очевидно, в канале начинается кристаллизация, вязкость существенно увеличится и канал закупорится. По каналу, являющемуся теперь флюидопроводником, будут двигаться только летучие компоненты.

Следует обратить внимание на два следствия. По самому характеру течение расплава в магматическом пласте есть нестационарная фильтрация многокомпонентной смеси. Из теории нестационарной фильтрации (Сб.: Фильтрация . . . , 1969) известно, что более легкие компоненты, как более подвижные, создают большие концентрации в месте выхода, чем их средние концентрации в пласте. Эта закономерность находит свое отражение в увеличении газосодержания кислых лав по отношению к основным, их обеих по отношению к среднему газосодержанию магматогенных пород и дает объяснение природы парагенетической связи кислого вулканизма и гидротермальной деятельности.

Вторым следствием является закономерность структурного развития вулканов. Имеется в виду образование на определенных этапах вулканической деятельности вулкано-тектонических депрессий — кальдер размером более десятка километров. Появление депрессий, как это следует из рассматриваемой модели, связано с достаточно большим радиусом депрессионной воронки, так как сопротивление кровли растет пропорционально радиусу R , а вес пропорционально R^2 . Условие разрушения:

$$R > \frac{2 \sigma \text{ пр.}}{\gamma}$$

Из количественных выводов, полученных с использованием данной модели, наиболее интересным является формулировка природы среднеземного теплового потока, Тепло, переносимое через некоторый слой, описывается формулой:

$$q = \lambda \frac{dT}{dx} + K \frac{\gamma''}{\mu''} c'' T \frac{dP}{dx}$$

Коэффициент проницаемости глубинных зон чрезвычайно мал, поэтому:

$$q \approx \lambda \frac{dT}{dx}$$

используя уравнение состояния газа:

$$q = \lambda \left(\frac{dT}{dP} \right) \Big|_{S = \text{const}} \frac{dP}{dx} < \lambda \left(\frac{dT}{dP} \right) \Big|_{S = \text{const}} \gamma'$$

Величина максимальной теплопроводимости глубинного слоя в зависимости от его температуры при значении $\frac{dP}{dx} = 1 \text{ г/см}^3 \lambda = 0,001 \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$ при наличии фильтрации водяного пара будет выражена следующими цифрами:

$T^{\circ}\text{C}$	500	700	1000
$q \frac{\mu \text{ кал.}}{\text{см}^2 \text{ сек}}$	10	3,5	0,7

Таким образом, земную кору можно считать пассивным проводником тепла и газовых эманаций, источником которых являются подкоровые процессы. Величина наблюдаемого среднеземного теплового потока определяется величиной максимальной теплопроводимости в зоне генерации флюида.

Данную работу нельзя считать доказательством адекватности предлагаемой модели и собственно вулканического процесса, но сама возможность охватить разносторонние вопросы вулканической деятельности (будь то динамика и механизм извержения и сопутствующие им изменения физических полей или вопросы минералогического состава, закономерности петрохимических изменений, или, наконец, вопросы эволюции вулканических построек), причем охватить их на основе единого механизма, для расчета которого необходимы минимальные знания физических свойств, представляется нам перспективной.

Предлагаемая модель позволяет рассматривать вулканический процесс как локальный конвективный процесс формирования земной коры под действием гидростатических сил вследствие реализации избыточных температур пород в верхней мантии и объяснить периодичность деятельности вулкана с позиций двухфазных течений.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Хренов А.П. и др. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. — Бюлл. вулканол. станций, № 50, 1974.
- Асланян А.Т. Некоторые вопросы теории вулканической деятельности. — В сб.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.
- Велинский В.В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — Геология и геофизика, 1970, № 1.
- Грейтон Л.К. Предположения о вулканическом тепле. М., ИЛ, 1949.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В сб.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968а.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В сб.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968б.
- Дрознин В.А. О природе вулканических извержений. — Труды Первой гор. конф. молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное изд-во, 1969.
- Дрознин В.А. Гидродинамика пароводяных скважин. — В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Дрознин В.А., Разина А.А. Основные закономерности гейзерного режима гидродинамической системы пласт-скважина. — В сб.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное изд-во, 1974.
- Кирсанов И.Т. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г. с прорывом побочных кратеров Пийпа в октябре—декабре 1966 г. — Бюлл. вулканол. станций, № 44, 1968.
- Маршинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
- Сборник: Фильтрация газированных жидкостей и других многокомпонентных смесей в нефтяных пластах. М., "Недра", 1969.
- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевой группы. М., "Наука", 1966.
- Уоллис Г. Одномерные двухфазные течения. М., "Мир", 1972.
- Хаббард М.Д., Даклер А.Э. Характеристики режимов течения двухфазного потока. — В сб.: Достижения в области теплообмена. М., "Мир", 1970.

- Macdonald E.A.* Physical properties of erupting Hawaiian magmas. — Bull. Geol. Soc. Am., 1963, v. 74, No. 8.
- Rikitake T., Yokoyama I.* Volcanic activity and changes in geomagnetism. — J. Geophys. Res., 1955, v. 60, No. 2.
- Verhoogen I.* Mechanics of ash formation. — Am. J. Sci., 1951, v. 249.
- Yokoyama I.* Geomagnetic Studies of Volcano Michara. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1954, v. 32.

Е.К. Мархинин

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ЯВЛЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРЕДБИОЛОГИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ПЕПЛОВО-ГАЗОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУЧАХ

Введение. В статье "Предбиологические соединения в пепле вулкана" (Мархинин, 1974) автор упоминает своих идейных предшественников — Гераклита Эфесского, который утверждал, что начало всего существующего — огонь, и немецкого физиолога Пфлюгера, который, хорошо аргументируя, доказывал, что жизнь произошла от огня.

Десять лет назад, говоря о роли вулканизма в формировании внешних оболочек Земли, автор показал, что образование внешних оболочек Земли есть результат вулканических процессов и что, следовательно, сфера деятельности живых организмов — биосфера создана вулканами в течение геологической истории Земли. "Вся геохимическая эволюция осадочной, водной и воздушной оболочек, так же как возникновение и развитие жизни, есть преобразование с течением времени в основном вулканического материала" (Мархинин, 1967, стр. 239). Особенно сложную эволюцию претерпели за время геологической истории летучие компоненты вулканических продуктов, прошедшие путь "через различного рода углеродистые соединения до органической основы жизни и от вулканических паров через морскую воду до крови, циркулирующей в сосудах высокоорганизованных живых существ" (Мархинин, 1967, стр. 238—239). Вывод о том, что возникновение жизни на Земле связано с деятельностью вулканов (так как именно вулканы выносят на поверхность Земли соединения, из которых образовалось живое вещество), является прямым следствием теории вулканического образования внешних оболочек Земли, развиваемой автором.

Роль вулканов в возникновении жизни на Земле заключается не только в том, что они выносили и выносят на поверхность Земли простые газообразные соединения углерода, азота, водорода и кислорода. При вулканических извержениях создаются условия для образования предбиологических соединений, предбиологических систем, например аминокислот, входящих в состав белковых тел. Эти условия возникают, с точки зрения автора, прежде всего в пеплово-газовых вулканических тучах непосредственно в процессе извержения. Американский биохимик С. Миллер (Miller, 1953) опубликовал результаты экспериментов, ставших теперь

классическими. Он воздействовал на смеси метана, аммиака, водорода и воды, заключенные в стеклянном приборе, электрическими разрядами, и получил ряд аминокислот.

Весьма интересные опыты провели К. Харада и С. Фокс по термическому синтезу аминокислот. Используя специальный прибор, они пропускали газовую смесь (CH_4 , NH_3 , H_2 , H_2O) через кварцевый песок, силикагель, вулканическую лаву и окись алюминия, нагретые до температур 950–1100°C, и получили целый ряд аминокислот (Харада, Фокс, 1966). На основании этого С. Фокс сделал вывод, что высокие температуры вулканических продуктов должны были способствовать образованию предбиологических соединений.

Разными исследователями было проведено много модификаций упомянутых опытов. Так, брались различные смеси простых реагентов в экспериментах с электрическими разрядами: $\text{CH}_4 + \text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{H}_2$; $\text{CH}_4 + \text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CO} + \text{N}_2 + \text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CH}_4 + \text{NH}_3 + \text{CO} + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CO}_2 + \text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CO} + \text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CO}_2 + \text{N}_2 + \text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$. Во всех случаях результаты были положительными (Кеньон, Стейнман, 1972).

С одной стороны, сопоставление данных о составе вулканических газов, о процессах, происходящих в пеплово-газовых тучах, с другой стороны — результатов экспериментов С. Миллера и его последователей, а также К. Харады и С. Фокса приводит к выводу, что условия экспериментов, проведенных этими биохимиками, если их суммировать, в существенных чертах напоминают условия, существующие в пеплово-газовых вулканических тучах. И там, и там одни и те же газовые компоненты (только смеси вулканических газов сложнее), электрические разряды (более мощные в вулканических тучах), начальные температуры, равные 900–1000°C, минеральные катализаторы (более разнообразные в пепловой туче).

Итак, имеются, очевидно, достаточные основания предполагать, что в пеплово-газовых вулканических тучах во время извержения могут образовываться аминокислоты и, конечно (как и в упомянутых выше опытах), многие другие органические соединения.

Извержение вулкана Тятя в июле 1973 г. дало возможность проверить это предположение.

Извержение вулкана Тятя. Характерными чертами извержения были: чисто взрывной характер; многоочаговость — образование кратеров на разных склонах вулкана; преобладание пепла среди ювенильного материала.

Основные результаты извержения свелись к изменению рельефа, с образованием котловин взрыва — мааров на северном склоне объемом не менее $7 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, к образованию на восточном склоне шлаковых конусов объемом $3 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, к выносу пеплового материала, покрывавшего по предварительной оценке площадь более $20\,000 \text{ км}^2$.

Так же как и при крупном предыдущем извержении на Курилах — вулкана Алаид в 1972 г., — общее количество продуктов извержения составило приблизительно $2 \cdot 10^8$ тонн ювенильного материала, основная масса которого была представлена тонким вулканическим пеплом. Извержение началось 14 июля в 12 ч. и закончилось 27 июля в 19 ч., оно про-

должалось с почти неизменной интенсивностью 319 ч. Все это время над новым кратером "Отважный" на высоту в несколько километров поднимался столб газов и пепла, питавший распространявшуюся по ветру и постепенно скудеющую газово-пепловую тучу. В первые мгновения извержения взрывы выбросили старый каменный материал и прочистили жерло для ювенильного. Все же остальное время газово-пепловый столб и газово-пепловая туча питались ювенильными компонентами, образовавшимися на глазах наблюдателей в результате взрывов раскаленной лавы (Мархинин и др., 1974).

Было отобрано несколько сотен пепловых проб приблизительно по шахматной сетке со стороны квадрата в 2 км. При этом некоторые пробы пепла были отобраны еще горячими (50–70°C).

Проведенные анализы пепловых проб показали наличие в них сложных органических, предбиологических соединений, в том числе аминокислот. Ниже приведена краткая характеристика физических и химических условий, существовавших в пеплово-газовой туче при извержении вулкана Тятя и важных с точки зрения возможности образования в этой туче сложных органических соединений.

Физические и химические условия в пеплово-газовых вулканических тучах. Важнейшими компонентами этих условий, как уже было упомянуто, являются необходимые для реакций газы, электрические разряды, температуры и температурные градиенты, минеральные катализаторы.

1. Газовые компоненты. Главными составными частями вулканических газов являются Н, С, N. Они безусловно образуют в пеплово-газовых тучах различные соединения между собой и с другими элементами. Проведенное автором изучение более 1000 анализов газов различных вулканов показало наличие в них всегда (почти без исключений) той или иной вариации смеси компонентов, использовавшихся для абиогенного получения аминокислот в экспериментах с электрическими разрядами.

Установлено, что в газовой фазе вулкана Тятя присутствовало большое количество аммиака. По данным Л.П. Вергасовой, вновь образовавшиеся конусы "Отважный" и "Пограничник", сложенные главным образом ювенильным шлаком, были покрыты многочисленными возгонами солей аммония. Представление о газах июльского извержения вулкана Тятя в 1973 г. дают табл. 1 и 2. Обращает на себя внимание, что среди катионов конденсата пара аммоний стоит на первом месте. Среди газовых компонентов H_2 , CH_4 , CO , CO_2 , C_2H_6 , C_2H_4 составляют до 97 объемных процентов. Соотношение пара и газа: от 0,6 до 10 мл конденсата на 1 литр газа. Следовательно, во время извержения вулкана Тятя в пеплово-газовой туче находились все газовые компоненты, необходимые для образования сложных органических соединений, в том числе аминокислот.

2. Электрические разряды. Электрические явления, связанные с вулканическими извержениями, изучены пока крайне слабо. Однако многочисленные молнии, иногда длиной в несколько километров, прорезавшие пеплово-газовые тучи во время извержений, описывались

Газы вулкана Тятя

Газовые компоненты	Проба 8	Проба 9	Проба 20
H ₂	1,42	0,001	0,016
O ₂	2,58	6,00	20,70
N ₂	18,00	75,80	77,984
CH ₄	0,57	0,13	0,00
CO	0,06	0,07	0,00
CO ₂	77,29	18,00	1,30
C ₂ H ₆	0,06	0,00	0,00
C ₂ H ₄	0,02	0,00	0,00
H ₂ S	0,00	0,00	0,00

Примечание. Проба 8 — маар Радкевич, $t = 99,5^{\circ}\text{C}$, соотношение газ — конденсат: 1 л газа — 10 мл конденсата; проба 9 — фумарольное поле на верхнем гребне кратера "Пограничник", $t = 400^{\circ}\text{C}$, соотношение газ—конденсат: 1 л газа — 0,6 мл конденсата; пробы 8 и 9 отобраны Р.А. Шуваловым 26. VII 73 г. и 28. VII 73 г. соответственно; проба 20 — фумарольное поле там же, $t = 500^{\circ}\text{C}$; проба отобрана Л.П. Вегасовой, Г.С. Штейнбергом 1973. VIII. Аналитик Р.В. Гусева.

Таблица 2

Анализы конденсатов фумарольных газов вулкана Тятя

Компоненты	Проба 8; pH = 5,15			Проба 9; pH = 24,25		
	мг/л	мг.экв./л	экв. %	мг/л	мг.экв./л	экв. %
H ⁺	0,0	0,00	0,0	0,06	0,06	0,1
K ⁺	0	0,00	0,0	5,0	0,13	0,1
Na ⁺	0	0,00	0,0	24	1,04	1,0
NH ₄ ⁺	1,5	0,08	100,0	1900	105,32	98,8
Ca ²⁺	0	0,00	0,0	0	0,00	0,0
Mg ²⁺	0	0,00	0,0	0	0,00	0,0
Fe ²⁺	0	0,00	0,0	0	0,00	0,0
Fe ³⁺	0	0,00	0,0	0	0,00	0,0
Сумма	1,5	0,08	100,0	1929	106,55	100,0
Cl ⁻	0	0,00	0,00	3600	101,41	95,3
SO ₄ ²⁻	2,6	0,05	50,0	160	3,42	3,2
HCO ₃ ⁻	3,0	0,05	50,0	93	1,53	1,5
Сумма	5,6	0,10	100,0	3853	106,36	100,0
H ₃ BO ₃	0,7	—	—	120	—	—
M	7,8	—	—	5902	—	—

Примечание: Пробы отобраны Р.А. Шуваловым, аналитик он же.

часто. Нередко в литературе указываются такие электрические явления, связанные с образованием пеплово-газовых туч, как огни Эльма и шаровые молнии. Все это свидетельствует о том, что электрические явления должны оказывать существенное влияние на процессы, происходящие в пеплово-газовых тучах. Пеплово-газовую тучу, образовавшуюся при извержении вулкана Тятя и достигавшую высоты 8–10 км, можно условно разделить на: 1) область быстрого вертикального ламинарного течения пеплово-газовых струй (приблизительно 0–1 км от жерла); 2) область разрушения ламинарного течения, образования пеплово-газовых клубов; 3) область преимущественно горизонтального движения тучи в направлении преобладающих ветров (Земцов и др., 1976). В первой области молнии были преимущественно вертикальными, во второй — имели различные направления, в третьей — были горизонтальными. Причиной образования молний является возникновение мощных флюктуаций электрических зарядов в газовой пеплово-газовой туче: причинами электризации пепловых частиц — баллоэлектрический эффект (электризация мельчайших частичек жидкой лавы при разрыве ее газами), трение пепловых частиц о стенки канала, взаимное трение и столкновения частиц пепла. По подсчетам А.Н. Земцова и А.А. Троня, при этом возможно образование заряда в $10^2 - 10^3$ электрон/частица, достаточного для возникновения флюктуаций заряда 20 К, необходимых для пробоя. Пробой, возникающий в зонах II–III, создает приблизительно горизонтальный проводящий канал длиной $10^3 - 5 \cdot 10^3$ м и шириной 10–30 см. Общее число подобных разрядов в течение извержения (319 часов) составляет по крайней мере миллионы или десятки миллионов.

3. Температуры и температурные градиенты. Температура ювенильного пепла в момент образования близка к 1000°C . При этом мы исходим из следующего механизма образования пепла. Перед взрывом в магме образуется большое число газовых пузырьков, которые, увеличиваясь, достигают состояния "плотной упаковки шаров". Взрыв в первом приближении представляет собой адиабатическое расширение газа от объема, который он занимает в магме в состоянии "плотной упаковки шаров", до объема, который он займет при атмосферном давлении. При этом, очевидно, температуры газа и пепла быстро падают от температуры магмы ($\sim 1000^\circ\text{C}$) до нескольких десятков градусов. Однако этот температурный режим пепловых туч постоянно нарушается в зонах электрических пробоев. В упомянутых выше проводящих каналах длиной $10^3 - 5 \cdot 10^3$ м и шириной 10–30 см в течение приблизительно 10^{-4} сек. развивается температура $10^4 - 3 \cdot 10^4$ °C, которая к концу разряда падает до температуры окружающей среды. При этом весь пепел, попавший в канал разряда, должен испариться. Большинство элементов будет ионизировано. В частности, у интересующих нас элементов — Н, С, О, N — в течение времени разряда $2 \cdot 10^{-4}$ сек. на один нейтральный атом будет приходиться 200–300 ионизированных (Юман, 1972; Земцов и др., 1976). После прохождения тока по каналу пробоя начинаются процессы рекомбинации.

4. Минеральные катализаторы. Газ в пеплово-газовых тучах составляет подавляющую часть их объема и в то же время лишь пер-

вые проценты от веса ювенильного пепла. Частицы ювенильного пепла очень мелки. Большую часть пепла составляют частицы, распространившиеся далеко от вулкана и покрывшие по приближенным подсчетам площадь более 20 000 км². В среднем их поперечник не превышает 0,1 мм. Даже в пробах шлака и пепла (349, 350, 371, 388), взятых в непосредственной близости от вулкана на расстоянии 12–16 км на северо-восток от кратера, мелкие фракции составляют значительный процент (по весу): > 1 мм – 0,58; 1 – 0,5 мм – 0,71; 0,5–0,25 мм – 10,08; < 0,25 мм – 88,63 (данные П.С. Долгановой и Г.С. Шутовой). Если мы для простоты будем считать каждую частицу кубиком и примем среднюю длину его ребра в 0,1 мм, то для объема 0,2 км³ таких частиц мы получим общую площадь их поверхности, равную $12 \cdot 10^6$ км². Очень вероятно, что эта колоссальная поверхность являлась той ареной, на которой в пеплогазовой туче происходили многочисленные специфические химические реакции. При этом наэлектризованность пепловых частиц могла очень сильно влиять на их сорбционную способность.

По минеральному составу пепел – мельчайшие обрывки лавы – представлен главным образом вулканическим стеклом, плагиоклазом, пироксенами, магнетитом. Его средний химический состав (в вес. %) по 5 пробам, взятым в 1–15 км от кратера (440, 446, 449, 450, 463): SiO₂ – 52,57; TiO₂ – 1,30; Al₂O₃ – 14,40; Fe₂O₃ – 5,98; FeO – 7,78; MnO – 0,20; MgO – 5,07; CaO – 9,10; Na₂O – 3,06; K₂O – 0,60; P₂O₅ – 0,08; S_{общ} – 0,06; H₂O – 0,05; п.п.п – ; Сумма – 100,25; сборы П.С. Долгановой и Г.С. Шутовой, аналитик Л.Г. Воронова.

Значение минеральных компонентов как катализаторов при синтезе сложных органических соединений из простых заслуживает серьезного изучения. Роль CaO и силикатов в этом процессе недавно исследовалась Е. Дегенсом. Е. Дегенс в статье "Образование органического вещества" (Degens, 1974) на основании опытов по искусственному получению сахаров из формальдегида и синтеза аминокислот из параформальдегида и мочевины при температурах 60–90°C пришел к выводу, что CaO и силикаты активно способствуют реакциям. Он пишет: "Я предполагаю, что CaO, образующаяся в ходе вулканических процессов или при метеоритных ударах, может действовать как катализатор синтеза сахаров, карбоксилых кислот, спиртов, аминокислот и многих других органических компонентов. Система основывается на присутствии достаточных количеств силикатов, служащих буферным и полимеризационным целям" (стр. 10).

"Присутствие силикатов ведет к полимеризации и эпимеризации" (стр. 1).

Результаты исследования пепловых проб на органическое вещество.

"Из 30 наиболее представительных образцов пепла была составлена средняя проба, которая экстрагировалась в аппарате Сокслета в течение 100 часов, последовательно хлороформом, ацетоном и спирто-бензольной смесью. В результате экстракции из 719 г средней пробы пепла получено 0,5170 г органического вещества, что составляет 0,072 вес. % (считая на воздушносухое вещество пепла; влажность пепла – 0,42%). От-

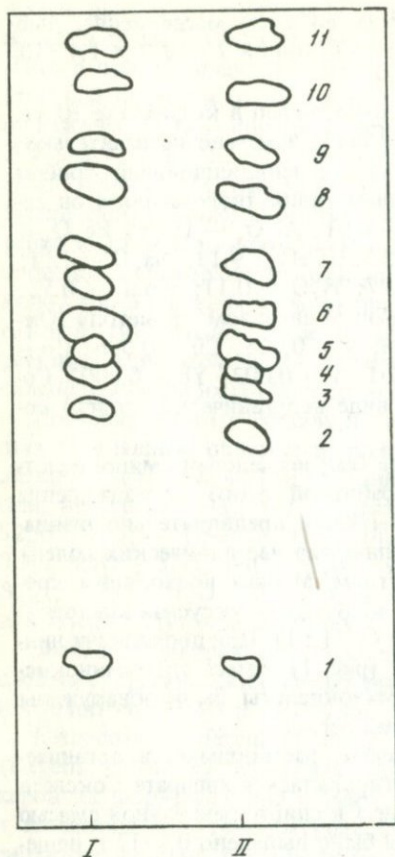
сюда количество органического вещества во всей массе пепла, выброшенного при извержении, составляет $2 \cdot 10^8$ тонн $\times 7 \cdot 10^{-4}$ $\times 1,4 \cdot 10^5$ тонн.

Детально изучался один из образцов, отобранный в количестве 10 кг. При микробиологическом анализе в нем было замечено незначительное количество граммов отрицательных палочек и пенициллиновый грибок (~ 6000 единиц на 1 г пепла). По данным силикатного анализа он содержит (в вес. %): SiO_2 — 53,84; TiO_2 — 0,61; Al_2O_3 — 17,75; Fe_2O_3 — 4,83; FeO — 5,54; MnO — 0,17; MgO — 3,52; CaO — 9,13; Na_2O — 3,11; K_2O — 0,81; P_2O_5 — 0,13; $S_{\text{общ}}$ — 0,27; H_2O — 0,11; п.п.п. — 0,52; сумма — 100,34. Эмиссионным спектральным анализом по методу Клера в нем найдены (в вес. %): Ga — 0,036; V — 0,025; Cu — 0,006; Co — 0,0008; Zn — 0,009; Sr — 0,07; Ba — 0,01; Y — 0,003; Yb — 0,0003. Содержание азота в пепле (в основном в виде неорганических солей) составляет $\sim 0,45\%$.

С помощью хроматографии на бумаге был исследован аминокислотный состав вытяжек, полученных обработкой этого образца пепла 80%-ным водным раствором спирта. Вытяжки предварительно очищались (главным образом от большого количества неорганических солей) ионитами, эфиром и активированным углем. Мерная восходящая хроматограмма 3 раза разгонялась в смеси н. бутан — уксусная кислота — вода (4 : 1 : 5) и 2 раза в этой же смеси (4 : 1 : 1). При проявлении нингидрином были найдены 13 аминокислот (рис. 1). Смесь этих аминокислот оказалась оптически неактивной. Аминокислоты были обнаружены и во многих других исследованных образцах пепла.

Для выделения органических соединений, растворимых в органических растворителях, 998 г пепла экстрагировались в аппарате Сокслета хлороформом (50 час.), ацетоном (20 час.) и спирто-бензольной смесью (30 час.). Из хлороформенного экстракта было выделено 0,1312 г вещества или 0,013%, из ацетонового — 0,1390 г или 0,014% и из спирто-бензольного — 0,1449 г или 0,015%. Всего получено 0,4151 г органического вещества или 0,042 вес. % (считая на воздушносухое вещество пепла). Такая экстракция проводилась со многими партиями пепла этой пробы. Данные элементарного анализа: хлороформенный экстракт — 79,03% C, 10,10% H, ацетоновый экстракт — 36,93% C, 6,66% H. На спектрофотометре UR-20 были получены ИК-спектры этих фракций (рис. 2): хлороформенный экстракт (рис. 2-1), — $-\text{CH}_2-$, — $-\text{CH}_3-$, $\text{C}=\text{C}$, $\text{C}=\text{O}$ и COOCH_3 группы (1380, 1455, 1600, 1725, 2850, 2940 и 2970 cm^{-1}); ацетоновый экстракт (рис. 2-2) — $\text{C}=\text{C}$ и $\text{C}=\text{O}$ (в составе кислот непредельного характера) группы (1615 и 1720 cm^{-1}); спирто-бензольный экстракт (рис. 2-3) соединения: — $-\text{CH}_2-$, — $-\text{CH}_3$, $\text{C}=\text{C}$, $\text{C}=\text{O}$ (в кислотах с внутримолекулярной, водородной связью, хинонах, кетонах, сложных эфирах).

Из хлороформенного экстракта была выделена часть вещества, растворяющегося в петролейном эфире. По внешнему виду это светло-желтое вазелиноподобное масло. Эта фракция представляет собой углеводороды насыщенного характера, вероятнее всего парафинового ряда, возможно с примесью нафтенов.



Р и с. 1. Бумажная хроматограмма аминокислот пепла вулкана Тятя

I, II – водноспиртовые вытяжки одного образца пепла

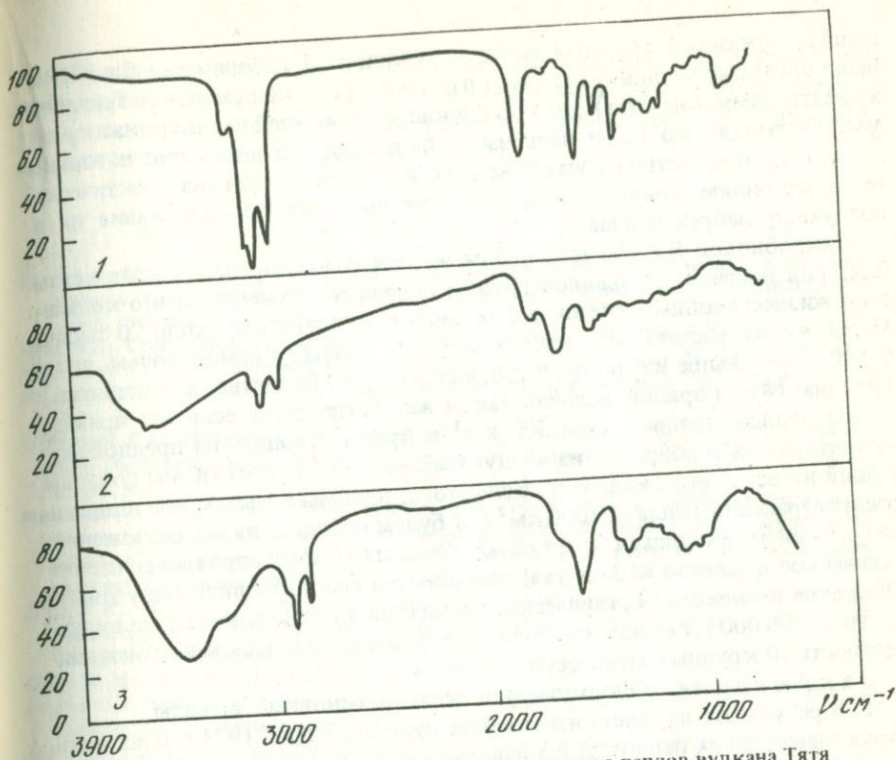
1 – цистин; *2* – аргинин; *3* – гистидин; *4* – аспарагиновая кислота; *5* – серин + глицин; *6* – глутаминовая кислота, треонин; *7, 8* – не идентифицировано; *9* – аланин; *10* – тирозин; *11* – валин

Суммируя полученные аналитические данные, можно сделать следующие выводы. В исследованном вулканическом пепле содержится многокомпонентная смесь (не менее нескольких десятков компонентов) высококипящих (температура кипения $> 300^{\circ}\text{C}$) органических соединений сложной структуры. Они представлены углеводородами насыщенного характера, кислородными производными моно- и полициклических ароматических углеводородов, аминокислотами и некоторыми другими азот- и кислородсодержащими соединениями (в том числе альдегидного характера) (Мархинин и др., 1975).

Естественно, содержание органических компонентов в ювенильных пеплах вулкана Тятя интересно сравнить с содержанием их в ювенильных пеплах других вулканов. В нашем распоряжении было 130 образцов пепла извержения вулкана Алайд, отобранных по той же методике.

Из них была составлена средняя проба, которая экстрагировалась аналогично средней пробе вулкана Тятя. В результате экстракции органическими растворителями из 274 г пепла было получено 0,6621 г органического вещества или 0,242 вес. % (считая на воздушносухое вещество пепла, влажность пепла – 0,18%). Количество органического вещества во всей массе пепла, выброшенного во время извержения вулкана Алайд, составляет, по-видимому, величину того же порядка, что и при извержении вулкана Тятя.

Под руководством Н.Е. Подклетнова были проанализированы на органическую составляющую также отобранные ранее пробы пепла недавних извержений вулканов Шивелуч, Безымянный, Гунунг-Агунг (Индонезия) и проба пепла последнего извержения Ключевского вулкана, отобранная Б.В. Ивановым. Общее количество органических веществ в пеплах по



Р и с. 2. ИК-спектры экстрактов органического вещества пеплов вулкана Тятя
 1 – хлороформный экстракт; 2 – ацетоновый экстракт; 3 – спиртобензольный экстракт

данном экстракции в аппарате Сокслета хлороформом, ацетоном и спиртобензольной смесью следующее:

Вулкан Шивелуч, проба № 480	– 0,08%;
Вулкан Шивелуч, проба № 481	– 0,08%;
Вулкан Безымянный, проба № 657	– 0,06%;
Вулкан Гунунг-Агунг	– 0,08%;
Вулкан Ключевской	– 0,14%.

Эти данные свидетельствуют, по-видимому, о том, что результаты, полученные для ювенильных пеплов вулкана Тятя, не являются исключительными и что условия для образования органических соединений в пеплово-газовых вулканических тучах возникают не так уж редко.

Перед отбором пробы пепла на Ключевском вулкане у его подножия было проведено контрольное определение аминокислот и микроорганизмов в воздухе (фоновое содержание). Химиком-органиком Н.Е. Подклетновым в районе кратера Апахончич при слабом устойчивом ветре с вершины Ключевской сопки через поглотительный сосуд с дистиллированной водой было прокачено 100 литров воздуха в течение одного часа. С по-

мощью бумажной хроматографии в химической лаборатории СахКНИИ были обнаружены лишь едва заметные следы (только при просматривании хроматограммы на свет) двух аминокислот в нижней части хроматограммы. Учитывая, что были найдены только следы аминокислот и только двух, Н.Е. Подклетнов считает воздух у подножия вулкана практически не содержащим аминокислоты, так как фактическое содержание их в воздухе пренебрежимо мало.

Микробиолог В.И. Чемойдар там же, тогда же определил количество бактерий и грибов почвенной группы в воздухе. Оказалось, что количество жизнеспособных клеток в 1 м^3 воздуха составляет около 20 тысяч. Масса их из расчета 10^9 клеток 0,32 мг равна у самой почвы лишь $6 \cdot 10^{-6}$ мг; выше их, несомненно, еще меньше. Вероятно, для подножия вулкана Тятя порядок величин такой же. Тогда, даже если мы примем объем пеплово-газовой тучи 500 км^3 и будем исходить из предположения, что пепел сорбиривал из воздуха абсолютно все клетки, мы получим общий их вес всего лишь 3 кг. Более того, если мы возьмем всю площадь распространения пепла ($20\,000 \text{ км}^2$) и будем исходить из предположения, что на всей этой площади пепел падал с высоты 10 км и сорбиривал все органическое вещество из воздуха, мы получим его всего лишь одну тонну. Общее же количество органического вещества в ювенильном пепле вулкана Тятя 100 000 т, т.е. на пять порядков больше. (Это годовая производительность 10 крупных химических заводов.)

З а к л ю ч е н и е. Сформулируем кратко основные выводы.

1. В результате изучения извержения вулкана Тятя в 1973 г. и исследования ювенильных пеплов этого извержения было открыто явление образования сложных органических, в том числе предбиологических соединений в пеплово-газовых вулканических тучах.

2. Общая масса образовавшихся органических соединений при извержении вулкана Тятя составила около 100 000 т. Наличие их в ювенильном вулканическом пепле нельзя объяснить биогенным заражением по следующим причинам:

а) если предположить заражение из грунта, то нельзя объяснить тот факт, что на единицу массы пепла приходится тем больше органического вещества, чем мельче пепловые частицы. Кроме того, для анализа брался ювенильный пепел, образовывавшийся на глазах наблюдателей из огненно-жидкой лавы, и уже в силу этого заражение из грунта исключено;

б) элементарные расчеты показывают, что при всех возможных допущениях количество адсорбированного пеплом из воздуха органического вещества не должно превышать 1 : 100 000 фактического его количества, обнаруженного в пепле;

в) открытые в ювенильном пепле аминокислоты оптически не активны, что свидетельствует об их абиогенном образовании.

3. Предварительное изучение пеплов вулканов Алаид (Курильские острова), Ключевская сопка, Безымянный, Шивелуч (Камчатка), Гунунг-Агунг (Индонезия) дает основание думать, что условия для образования органических соединений в пеплово-газовых вулканических тучах возникают нередко.

4. Открытие явления образования сложных органических и в том числе предбиологических соединений в пеплово-газовых вулканических тучах важно для решения фундаментальных научных проблем — проблем возникновения жизни и образования нефти.

ЛИТЕРАТУРА

- Земцов А.Н., Тронь А.А., Мархинин Е.К. Об электрических разрядах в пеплово-газовых тучах, возникающих при вулканических извержениях. — Бюлл. вулканол. станций, № 52, 1976.
- Кенyon Д., Стейнман Г. Биохимическое предопределение. М., "Мир", 1972.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967.
- Мархинин Е.К. Предбиологические соединения в пепле вулкана. — "Природа", № 8.
- Мархинин Е.К., Подклетнов Н.Е., Збруева А.И. Аминокислоты и другие органические соединения в ювенильном вулканическом пепле. — Докл. АН СССР, 1975, т. 199, № 2.
- Мархинин Е.К., Аникиев Н.А., Гранник В.М., Грабков В.К., Абдурахманов А.И., Васильев Б.И., Долганова П.С., Леонов Н.Н., Шутова Г.С., Земцов А.Н., Тронь А.А., Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Извержение вулкана Тятя на Курильских островах в июле 1973 г. — Геология и геофизика, 1974, № 10.
- Харада К., Фокс С. Модельные опыты по термическому синтезу аминокислот в гипотетической примитивной атмосфере Земли. В сб.: Происхождение предбиологических систем. М., "Мир", 1966.
- Юман М. Молния. М., ИЛ, 1972.
- Degens E.T. Sinteresis of organic matter in the presence of silicate and lime. — Chemical Geology, No. 13. Amsterdam, 1974.
- Miller S.L. A production of amino acids under possible primitive earth conditions. — Science, 1953, v. 117.

*Е.К. Мархинин, П.С. Долганова, Р.О. Радкевич,
Г.С. Шутова*

Институт вулканологии ДВНЦ АН, САХКНИИ ДВНЦ АН СССР

ПЕПЛЫ ВУЛКАНОВ АЛАИД (ИЗВЕРЖЕНИЕ 1972 г.) И ТЯТЯ (ИЗВЕРЖЕНИЕ 1973 г.)

В 1972—1973 гг. на Курилах произошло два крупных извержения в северной и южной частях островной дуги. Извержения эти имели как общие черты, так и отличия.

Общими чертами обоих извержений являются: локализация извержений на склонах, а не на вершинах вулканов; образование мааров, шлаковых конусов и большого количества пепла; базальтовый состав продуктов; значительная интенсивность; общее количество изверженного материала, в каждом близкое к $0,2-0,25 \text{ км}^3$.

Отличия заключаются в следующем: продолжительность извержения Алаида составила несколько месяцев, Тяти — две недели; у Алаида образовались лавовые потоки, извержение Тяти было чисто взрывным. Извержение Алаида локализовалось на одном, северо-западном склоне. Извер-

жение Тяти происходило на разных склонах — северном и восточном: на северном склоне возникли маары, на восточном — шлаковые конусы.

Специфичным для Тяти явилось образование трещины разрыва длиной свыше 300 м при ширине 5—10 м. Трещина эта на всем протяжении служила отверстием, через которое выделялись вулканические пары и газы. Местами она была осложнена небольшими воронками взрывов. По-видимому, трещина эта представляет собой несостоявшийся прорыв, где извержение должно было локализоваться, если бы не произошел прорыв на восточном склоне вулкана.

При извержениях вулканов Алайд и Тятя образовались следующие разновидности вулканогенно-обломочного материала: вулканокласты новых лавовых потоков; обломки взорванных старых лавовых потоков; реэксплозивные продукты; переотложенные взрывом делювиально-аллювиальные отложения; ювенильные бомбы; ювенильные шлаки; ювенильные пеплы. Охарактеризуем их вкратце.

Вулканокласты новых лавовых потоков у вулкана Алайд в 1972 г. составили значительную часть общей массы излившейся лавы. Процесс их образования имел свою специфику вследствие излияния лавы в море.

Как на Алайде, так и на Тяте при последних извержениях были взорваны отдельные старые лавовые потоки, слагающие склоны вулканов, выброшены и переотложены взрывные продукты прежних извержений, выброшен и переотложен делювиально-аллювиальный материал склонов. Все эти продукты были перемешаны взрывами между собой и отчасти с ювенильным пепловым материалом. В силу частичной направленности взрывов они были отброшены от очагов взрывов в ряде случаев на 2—3 км. Возникновение этих отложений явилось главным образом следствием одноактных взрывов, образовавших маары. Мощность их достигает двух-трех десятков метров у кромки мааров, а общий объем приблизительно соответствует объему мааров. Он значителен, так как поперечники и глубина мааров составляют сотни метров. Так, объем маара Влодавца на северном склоне вулкана Тятя оценивается в $(7-10) \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Объем всех мааров в несколько раз больше.

Согласно расчету А.Н. Земцова и А.А. Троня общий объем силикатных продуктов, изверженных из маара Влодавца, составляет приблизительно $22 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Это более чем в два раза больше объема маара, т.е. доля ювенильных материалов, выброшенных из мааров, превышает 50%. Площадь, покрытая отложениями мааров, составляет многие десятки километров. Зона падения крупных камней на вулкане Тятя равна приблизительно 20 квадратным километрам.

Ювенильные бомбы, шлаки и пеплы при последних извержениях вулканов Алайд и Тятя явились следствием длительного (от двух недель до нескольких месяцев) действия кратеров, сопровождавшегося постепенным ростом шлаковых конусов.

На Алайде основной шлаковый конус расположен на одной линии с маарами, ниже них по склону; на Тяте маары и шлаковые конусы возникли на разных склонах.

Ювенильные бомбы на Алаиде и на Тяте нередко в длину превышают один метр. Они часто имеют специфическую четко выраженную форму, указывающую на вращение в пластическом состоянии. Текстура их большей частью пузыристая, шлаковатая и поэтому бомбы хрупкие. Высота полета их составляла от нескольких сотен метров до первых километров. На такое же расстояние они обычно разлетались и в горизонтальном направлении. При извержении Алаида некоторые бомбы падали в море.

Между бомбами и кусками ювенильного шлака резкой границы нет. Основная масса шлака отлагалась на шлаковых конусах и в пределах первых двух-трех километров от них. У вулкана Тятя объем его внутри трехкилометровой зоны составил приблизительно $5 \cdot 10^7 \text{ м}^3$.

Ювенильный вулканический пепел был главным продуктом последних извержений обоих вулканов. Для вулкана Тятя объем пепла был подсчитан тремя разными методами и разными лицами, причем результаты подсчетов практически совпали.

В табл. 1 приведены объемы продуктов извержений вулканов Алаид (1972 г.) и Тятя (1973 г.) по основным генетическим разновидностям.

Особенный интерес вызывает пепловая составляющая силикатных продуктов этих извержений: в вытяжках из свежих пеплов вулкана Тятя были найдены сложные органические и в том числе предбиологические соединения.

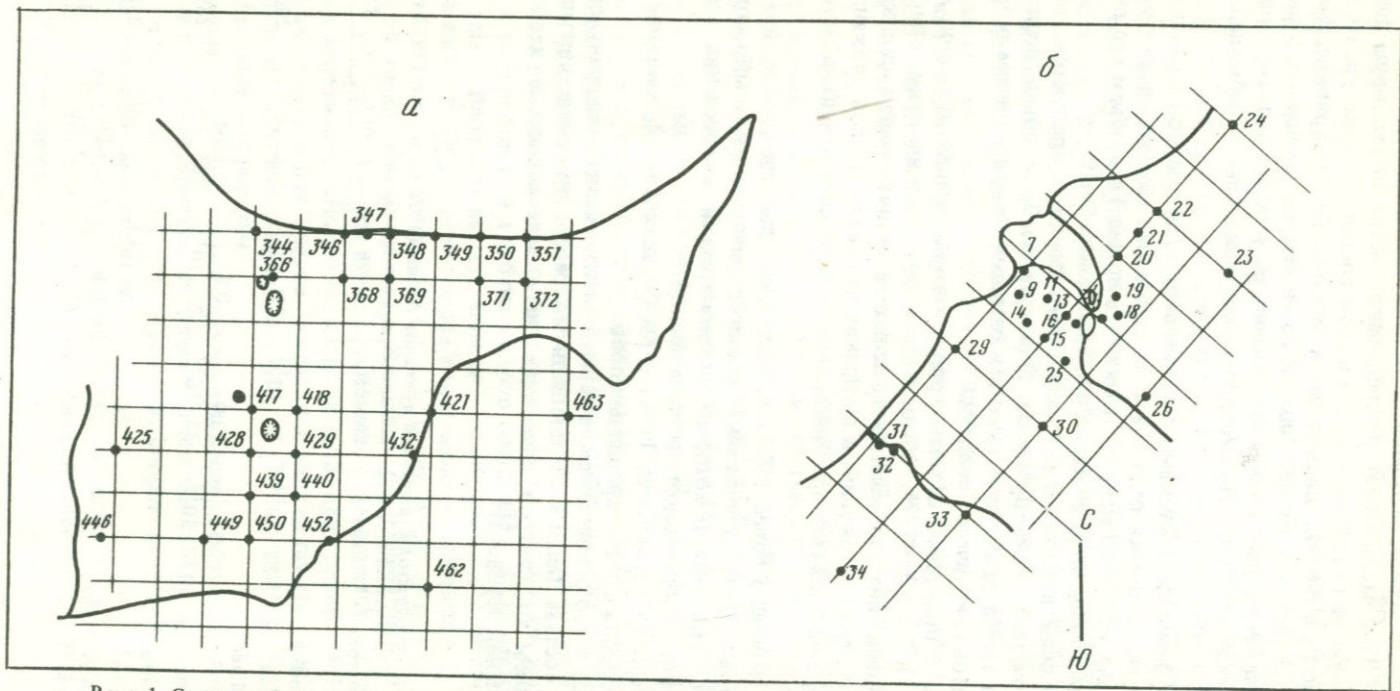
Было отобрано более 150 пепловых проб. Большинство из них было отобрано во время извержений непосредственно после выбросов. Это позволило выяснить некоторые закономерности в изменении гранулометрического и химического состава пеплов.

На рисунках 1,а (вулкан Тятя) и 1,б (вулкан Алаид) показаны места взятия основных анализированных проб.

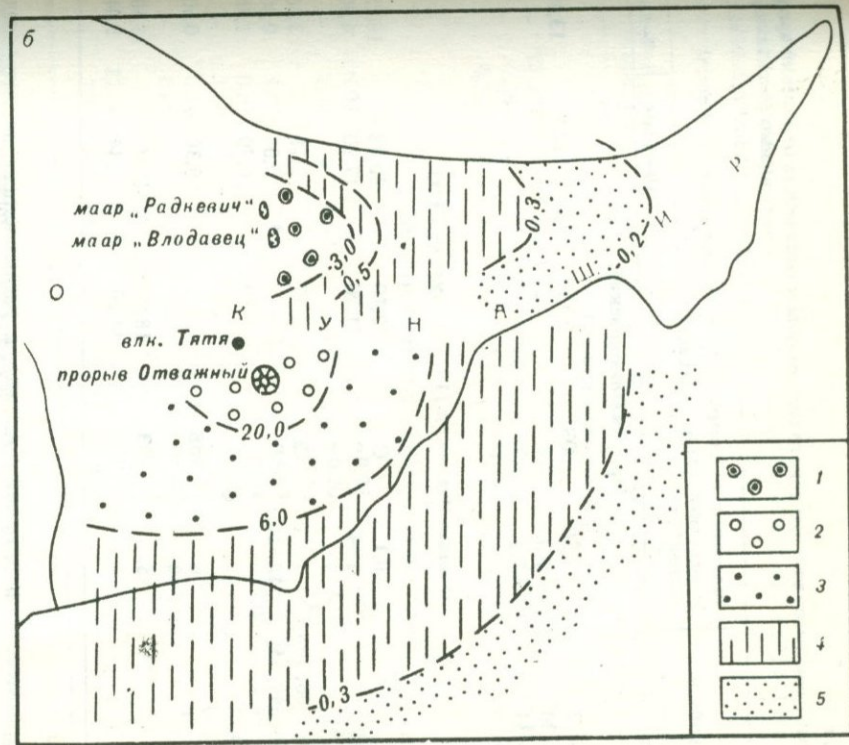
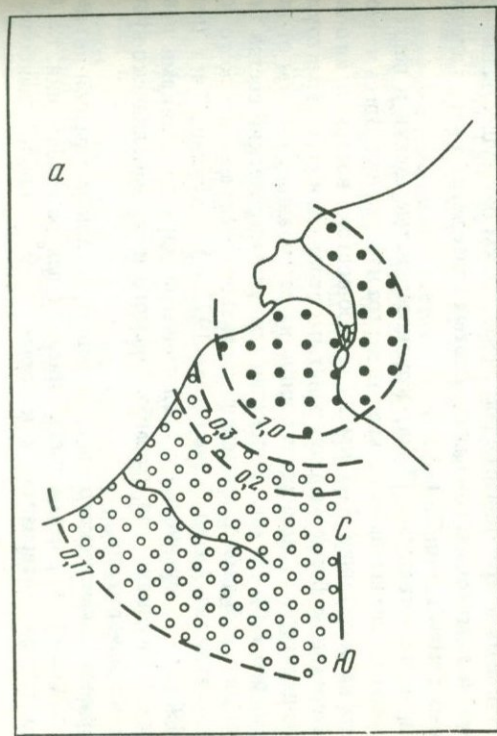
Прежде всего остановимся на характеристике изменений гранулометрического состава пеплов на площади их распространения, связанных с расстоянием от центров извержений и с интенсивностью пеплопадов (направлений переноса).

Таблица 1
Объем продуктов извержений вулканов Алаид (1972 г.) и Тятя (1973 г.)

Параметры	Лава	Бомбы	Шлак	Пепел	Итого
Вулкан Алаид					
Объем в см^3	$52 \cdot 10^{12}$	$16 \cdot 10^{12}$	$27 \cdot 10^{12}$	$105 \cdot 10^{12}$	$200 \cdot 10^{12}$
Удельный вес в г/см^3	2,5	2,0	0,8	1,00	—
Общий вес	$130 \cdot 10^{12}$	$32 \cdot 10^{12}$	$22 \cdot 10^{12}$	$105 \cdot 10^{12}$	$289 \cdot 10^{12}$
Вулкан Тятя					
Объем в см^3	—	—	$5 \cdot 10^{13}$	$2 \cdot 10^{14}$	$250 \cdot 10^{12}$
Удельный вес в г/см^3	—	—	0,8	1,00	—
Общий вес	—	—	$40 \cdot 10^{12}$	$2 \cdot 10^{14}$	$240 \cdot 10^{12}$



Р и с. 1. Схемы отбора проб пирокластических отложений на вулканах Тятя (а) и Алаид (б) (извержения 1972, 1973 гг.)



Р и с. 2. Распределение пирокластических отложений на вулканах Алаид (а) и Тятя (б) по данным гранулометрического анализа (извержения 1972, 1973 гг.)

Изменение гранулометрического состава пирокластических отложений прорывов
в зависимости от положения

Проба, №	Расстояние от центра извержения, км и направление		Содержание фракции, %		
			10 мм	10-7 мм	7-5 мм
Прорыв Олимпийский					
5-12	0,50	ЮЗ	30,15	22,12	13,37
29-30	1,0	"	-	-	-
31-33	3,0	"	-	-	-
Прорыв Отважный (1973 г., вулкан Тятя)					
СВК	0,1	С	37,40	20,08	18,15
417, 429	1-4	"	71,20	17,20	6,50
344	9	"	-	-	-
345, 346, 366, 368	7-10	СВ	2,32	2,18	3,66
371, 388, 349, 350	12-16	"	-	0,05	0,20
432	7	В	0,30	0,70	1,40
463	15	"	-	-	-
452	6	ЮВ	-	0,30	0,60
462	9	"	-	-	-
446	5	ЮЗ	18,80	12,00	15,50
425	5	З	44,30	7,84	5,04

На прорыве Олимпийский (Алаид) в направлениях на юго-запад и северо-восток более крупнозернистые шлаки и пеплы распространяются на 0,5-1 км от центра извержения; через 1,5 км они существенно изменяются до псаммитовых (2-1 мм), а затем далее через 3 км до алеврито-пелитовых (табл. 2, рис. 2, а).

На прорыве Отважный (Тятя) крупнозернистые шлаки и пеплы распространяются значительно дальше от центра извержения. Здесь их можно встретить на расстоянии 3-5 км на северо-восток, восток и юго-запад-запад. Переход к более мелкозернистым отложениям (псаммитовым и алеврито-пелитовым) происходит лишь на расстояниях 7-9 км от жерла (табл. 2, рис. 2, б). На рис. 3 показан гранулометрический состав типичных проб пепла. В табл. 3 приведена характеристика механического состава пеплов вулкана Алаид (извержение 1972 г.) и вулкана Тятя (извержение 1973 г.) в сравнении с аналогичными характеристиками пеплов Ключевского вулкана для стромболианского и стромболианско-вулканского типов извержений.

Извержение химического состава пеплов по зонам с разной интенсивностью пеплопада и разным расстоянием от центра извержения, т.е. примерно в тех же интервалах, в которых рассматривались наиболее за

Олимпийский (вулкан Алаид) и Отважный (вулкан Тятя) в 1972–1973 гг.
относительно центра извержения

Содержание фракции, %

5–3 мм	3–2 мм	2–1 мм	1–0,5 мм	0,5–0,25 мм	0,25 мм	Итого
Прорыв Олимпийский						
13,10	5,14	5,63	1,29	3,19	6,01	100
0,26	1,23	12,94	8,72	15,38	61,38	100
0,29	0,54	2,76	4,15	12,92	79,44	100
Прорыв Отважный (1973 г., вулкан Тятя)						
15,05	4,30	2,15	0,05	0,40	0,10	100
2,80	0,80	1,25	0,20	0,10	0,03	100
—	—	—	0,40	3,80	95,60	100
5,87	7,90	13,11	14,68	16,52	33,56	100
0,03	0,05	0,25	0,71	10,08	88,25	100
3,60	7,60	41,10	10,80	18,90	15,60	100
0,10	0,30	3,20	11,10	24,00	61,00	100
0,40	3,20	23,70	15,40	15,70	39,7	100
—	0,40	5,20	10,80	25,60	58,00	100
22,20	12,50	15,40	2,60	0,90	0,10	100
7,34	10,25	12,60	6,05	2,30	0,32	100

метные изменения гранулометрического состава (табл. 3), приводит авторов к следующим результатам. В химическом составе пеплов и шлаков происходит резкое изменение количества кремнезема и полуторных окислов, зависящее как от расстояния и направления переноса, так и от гранулометрического состава. Это обычно связывается с дифференциацией материала в процессе азрального переноса, с высотой выбросов пела и силой взрывов (Соколов, 1973).

В таблицах 4 и 5 мы видим, что пеплы, собранные на расстоянии до 0,6 километра от кратеров прорыва Олимпийский, имеют более основной характер, чем пеплы, взятые на более удаленных участках. Они содержат меньше кремнезема и калия (пробы 14–21), больше глинозема и окиси кальция, а отношение окислов железа приближается в них к единице. В юго-западном и северо-восточном направлениях на расстояниях 2–3 км от кратеров (пробы 23, 26) наблюдается хорошо выраженная тенденция к повышению содержания кремнезема, резкому снижению глинозема и окиси кальция, повышению количества окиси калия. Эта тенденция наиболее ярко выражена в северо-восточном направлении и несколько слабее в юго-западном. Объясняются эти более резкие изменения в содержаниях глинозема и окислов железа на северо-востоке, очевидно,

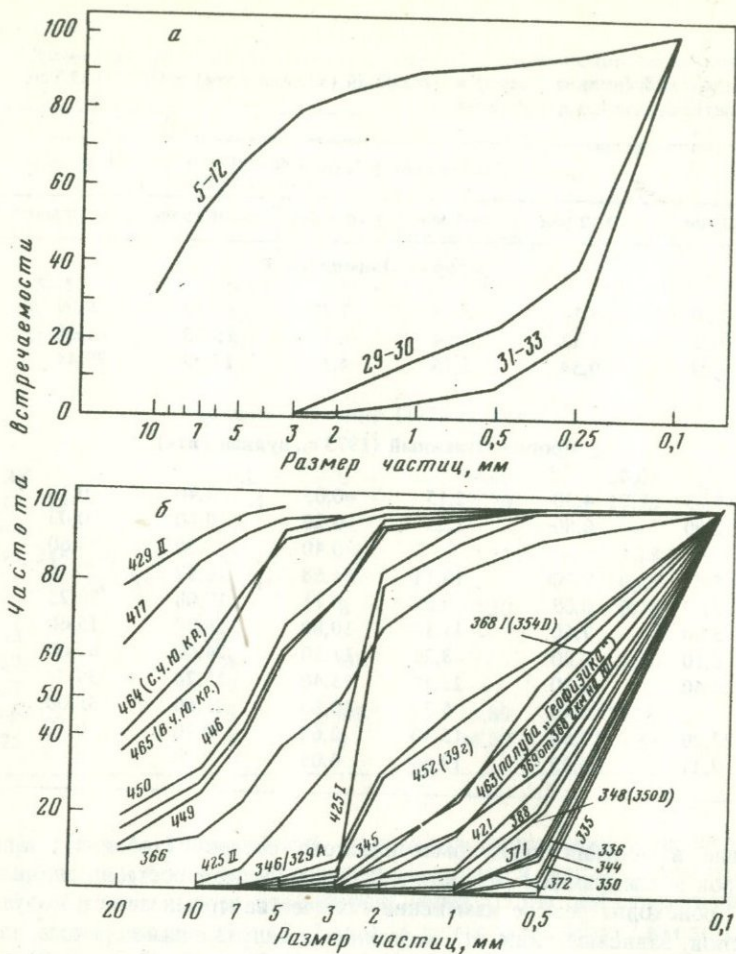


Рис. 3. Гранулометрический состав пирокластических отложений вулканов Алайд (а) и Тятя (б) (извержения 1972, 1973 гг.)

не только влиянием азральной дифференциации, но также увеличением примеси резургентных пеплов более кислого состава.

На прорыве Отважный (вулкан Тятя) также наблюдаются колебания в химическом составе пирокластических отложений, зависящие от факторов, рассмотренных при описании отложений прорыва Олимпийский. Но в отличие от последнего здесь изменения происходят на значительно больших расстояниях от центра извержения и не столь явно. Это видно по данным таблиц 6 и 7, характеризующим химический состав пирокластов на разных расстояниях от очага извержения. В ближайших (до 1 км) зонах интенсивного пеплопада устанавливается более основной состав отложений: пробы 417, 429-II по химизму близки к базальтам. В удаленных

зонах, на расстояниях 3, 5, 7, 15 километров от жерла, с понижением интенсивности пеплопада наблюдаются заметные колебания в содержаниях кремнезема (51–53%) и глинозема (14–18%), в содержаниях окислов железа (5–7%) и магния (3–5%). Наибольшие колебания, как мы видим (табл. 6, 7), связаны с изменением направления и дальности аэрального переноса пепловых туч. Они возникают в пеплах (96/73, 97/73, 463), расположенных к востоку и юго-востоку от вулкана, на расстоянии 3–5 км от центра и к юго-западу и западу (пробы 440, 450). Пеплы (пробы 371–388), расположенные к северо-востоку от вулкана, почти не изменяют своего состава даже с увеличением дальности переноса. Зональность интенсивности пеплопада, замеченная Соколовым (1973), здесь подчеркивается повышением содержания кремнезема до 53,76% и небольшим понижением содержания окисного железа. Количество глинозема остается почти без изменения даже с увеличением расстояния от очага извержения (7–12 км). Очевидно, в этом направлении происходило расширение границ зоны интенсивного пеплопада за счет отложения резургентных пеплов, выброшенных направленным взрывом при образовании мааров (Радкевич и Влодавец) на северном склоне вулкана Тятя перед или одновременно со взрывом на Отважном. Состав материала на месте взрыва отвечает среднему составу базальтов.

В восточном, южном и западном направлениях от кратера Отважный изменения химического состава вулканокластов заметны только при сравнении их состава с составом пеплов, взятых из зоны интенсивного пеплопада. В этом случае отчетливо видно (см. табл. 6, 7) поведение всех элементов в зависимости от увеличения расстояния от центра извержения и направления переноса.

Особенно интересно поведение глинозема и окислов железа. Глинозем во всех пеплах однозначно снижается до 15–14%. Закисное железо снижается до 5–8% на востоке, но достигает более высокого содержания в составе пеплов на юге и западе. Окисное железо в этих же пробах, как правило, возрастает до 8,33% на востоке, а на юге и западе составляет 6,5–7%, не опускаясь ниже уровня содержания в пеплах зоны интенсивного пеплопада (пробы 417, 429-II). Аналогичные тенденции в изменениях содержания отмечаются также для окислов натрия и калия. Поведение первого отвечает в некоторой степени характеру количественных изменений закисной формы железа, второго – окисной. Снижение содержания окисного железа и увеличение закисной формы в пеплах можно объяснить гравитационной дифференциацией при аэральном переносе пирокластики (Гущенко, 1965). Но повышение его количества даже на небольших расстояниях или резкое колебание (см. табл. 5) уже свидетельствует, согласно данным Дж. Кеннеди (1950) и И.И. Гущенко (1965), о наступлении иного или неустойчивого режима эруптивной деятельности вулкана. Об этом также свидетельствуют выбросы черных пеплов в конце извержения кратера Отважный. Их образование, так же как и образование окисной формы железа, связано с повышенным парциальным давлением кислорода в канале вулкана (Кеннеди, 1950; Гущенко, 1965) в моменты усиления активности извержения.

Сравнение механического состава пеплов и шлаков по типам извержения

Вулкан	Время извержения	Тип извержения	Расстояние от центра извержения, км	Проба, №	Содержание фракций, %		
					10 мм	10-7 мм	7-5 мм
Прорыв Олимпийский (Алаид)	1972, VI-VIII	-	0,5	1-12	30,29	20,47	10,55
			1,0-1,5	29-30	-	-	-
			3,0	31-33	-	-	-
Прорыв Отважный (Тятя)	1973, VI	-	1-3	417-429	71,20	17,20	6,50
			9	462	-	-	-
			15	463	-	-	-
Ключевской*	1962, 20-22/XI	Стромболианский	8	-	-	-	-
			21	-	-	-	-
	1962, 28-29/XI	Стромболианско-вулканский	11	-	-	-	-
			21	-	-	-	-
Ключевской*	1962, 8/XII	Вулканский	32,5	-	-	-	-
	1962, 9/XII		32,5	-	-	-	-

* Данные И.И. Гущенко (1965).

Таблица 3 (окончание)

Вулкан	Содержание фракций, %						Итого	Средний размер зерен, мм
	5-3 мм	3-2 мм	2-1 мм	1-0,5 мм	0,5-0,25 мм	0,25 мм		
Прорыв Олимпийский (Алаид)	13,23	5,73	7,06	2,36	3,82	6,37	100	
	0,26	1,23	12,94	8,72	15,38	61,38	100	
	0,29	0,54	2,76	4,15	12,92	79,44	100	
Прорыв Отважный (Тятя)	2,80	0,80	1,25	0,20	0,10	0,03	100	
	-	0,40	5,20	10,30	25,10	58,00	100	
	0,10	0,30	3,20	11,10	24,00	61,00	100	
Ключевской*	-	-	-	-	15,1	84,9	100	0,066
	-	-	-	-	0,57	99,43	100	
	-	-	-	-	25,06	74,94	100	0,0312
Ключевской*	-	-	-	-	31,13	68,87	100	0,066
	-	-	-	-	1,15	98,85	100	0,0605
	-	-	-	-	-	100,0	100	0,1420

Изменение химического состава пирокластических отложений прорыва Олимпийский (вулкан Алайд) в зависимости от положения относительно центра извержения и направления выбросов

Проба, №	Расстояние от центра извержения, км	Направление от центра извержения, км	Компоненты, вес. %				
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
14	0,6	К юго-западу	49,63	0,82	18,40	5,68	5,71
18	0,6	То же	48,98	0,82	18,61	5,57	5,63
19	0,6	"	49,40	0,89	18,34	6,01	4,37
21	0,6	"	49,42	0,80	18,60	4,72	6,47
Среднее		"	49,35	0,83	18,48	5,49	5,54
23	2,0	К северо-востоку	50,08	1,00	16,24	7,43	5,54
24	3,0	К востоку	50,11	1,03	16,35	7,67	5,26
Среднее			50,09	1,01	16,29	7,55	5,09
33	3,0	К юго-западу	50,70	0,82	17,06	6,18	5,14
36	3,0	То же	50,23	0,73	17,32	5,71	5,35
Среднее			50,46	0,77	17,18	5,94	5,24

Таблица 4 (продолжение)

Проба, №	Расстояние от центра извержения, км	Направление от центра извержения, км	Компоненты, вес. %				
			MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
14	0,6	К юго-западу	0,23	3,91	11,27	3,48	0,90
18	0,6	То же	0,14	3,48	12,14	3,53	0,94
19	0,6	"	0,17	4,12	12,16	3,38	0,98
21	0,6	"	0,16	3,46	12,13	3,37	0,99
Среднее		"	0,17	3,74	11,92	3,44	0,95
23	2,0	К северо-востоку	0,19	4,68	9,64	3,62	1,23
24	3,0	К востоку	0,20	4,65	9,84	3,48	1,20
Среднее			0,19	4,66	9,74	3,55	1,21
33	3,0	К юго-западу	0,20	4,42	9,96	3,68	1,16
36	3,0	То же	0,23	4,80	10,01	3,67	1,13
Среднее			0,21	4,61	9,98	3,67	1,14

Таблица 4 (окончание)

Проба, №	Расстояние от центра извержения, км	Направление от центра извержения, км	Компоненты, вес. %				
			P ₂ O ₅	S _{общ}	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
14	0,6	К юго-западу	0,22	0,22	0,09	—	100,56
18	0,6	То же	0,32	0,18	0,14	—	100,48
19	0,6	"	0,25	0,12	0,12	—	100,91
21	0,6	"	0,23	0,07	0,14	—	100,56
Среднее		"	0,25	0,15	0,12	—	100,43
23	2,0	К северо-востоку	0,26	0,08	0,05	—	100,04
24	3,0	К востоку	0,25	0,06	0,04	—	100,14
Среднее			0,25	—	—	—	99,63
33	3,0	К юго-западу	0,23	0,04	0,11	0,08	99,78
36	3,0	То же	0,20	0,07	0,12	0,44	100,01
Среднее			0,21	0,05	0,11	0,26	100,19

В таблицах 4 и 6 приведены величины отношений закисного и окисного железа. В первые сутки извержения на вулкане Тятя количество закисной и окисной формы железа находилось в отношении, равном 0,81, в последующие сутки и затем почти до конца эруптивной деятельности оно достигало значений от 1 до 1,49. Максимальные его величины отмечались в зоне преимущественного распространения резургентных пеплов, содержащих больше закисного железа, чем окисного (см. табл. 5, проба 388). Неустойчивые значения величины отношений наблюдаются на востоке, юге и юго-западе, т.е. в зоне отложения преимущественно ювенильного материала (пробы 446 и 450, см. табл. 6).

Приведенные данные по гранулометрическому и химическому составу и описанные особенности их количественных изменений на площади распространения пирокластики дают основание считать, что азральный перенос вулканогенного материала при извержениях на прорывах Олимпийский и Отважный сопровождался однонаправленной гравитационной дифференциацией вещества, близкой к типу Квицапу (Larssen, 1937). Дифференциация здесь, как в типичном случае, приводила к повышению количества кремнезема и окиси калия и снижению количества других элементов в составе пирокластики по мере увеличения дальности переноса. В колебаниях содержаний других компонентов наблюдаются, однако, отклонения от общей направленности их к снижению и иногда настолько существенные, что по характеру колебания, например, окиси магния в пеплах в зависимости от дальности переноса можно было бы выделить другой тип дифференциации (Геклы). В этом отношении интересными являются изменения в содержании окислов магния в пробах 440—450 (см. табл. 6) на прорыве Отважный, аномальные для хода азраль-

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

Проба, №	a	b	c	s	a'	c'
6	8,6	23,0	8,4	60,0	—	15,0
8	9,1	22,4	8,5	60,0	—	15,5
11	9,4	23,4	7,9	59,4	—	19,6
12	9,1	24,4	7,9	58,6	—	20,7
14	9,2	23,7	8,0	59,1	—	25,8
16	9,6	23,4	8,0	59,0	—	32,0
18	9,3	23,8	8,2	58,7	—	30,0
19	9,4	34,0	7,9	58,7	—	30,3
21	9,2	23,6	8,3	58,9	—	30,0
23	9,8	25,6	6,1	58,5	—	22,6
24	9,6	25,7	6,3	58,5	—	22,6
33	9,8	23,8	6,8	59,6	—	23,7
36	9,9	24,2	6,9	59,0	—	22,7

Таблица 5 (окончание)

Проба, №	f	m	n	t	Q
6	51,0	34,0	83,5	1,19	26,6
8	49,5	35,0	85,3	1,95	23,4
11	47,2	33,2	85,0	2,03	22,9
12	45,0	34,3	84,6	1,30	20,5
14	45,5	28,7	85,4	1,19	21,4
16	44,3	23,7	85,0	1,20	30,4
18	44,4	25,6	86,0	1,21	20,5
19	40,2	29,5	84,5	1,32	22,2
21	44,5	25,5	83,8	1,20	17,3
23	46,2	31,2	82,3	1,53	24,7
24	46,2	31,2	81,2	1,53	25,8
33	44,4	31,9	85,0	1,15	22,8
36	43,1	34,2	84,2	1,06	20,7

Аналитик Д.Г. Воронова (СахКНИИ).

ной дифференциации типа Квицапу и характерные для дифференциации типа Геклы. В последнем случае, как известно, количество магния возрастает с увеличением расстояния от центра извержения. Характерно, что при этом типе дифференциации это возрастание происходит одновременно с понижением количества кремнезема в периферических зонах пеплопада, чего на самом деле мы не наблюдаем (обр. 440—450, табл. 6, 7). Дело здесь, по-видимому, во влиянии магматической дифференциации. Сравнение состава пирокластов и магматических дифференциатов (табл. 8—11) показывает, что изменения в процессе кристаллизационной дифференциации магмы в очаге извержения существенно влияют на характер и направленность азральной дифференциации в рыхлых продуктах извержения.

Таблица 6

Изменение химического состава пирокластических отложений прорыва Отважный (вулкан Тятя) в зависимости от положения относительно центра извержения 1973 г.

№ пробы	Расстояние от вулкана, км	Направление переноса	Содержание окислов				
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
СКЮКР	0,1	Север	52,49	1,26	15,74	5,59	7,92
425-I	4	СЗ	51,79	1,25	17,34	4,62	7,71
417	3	"	50,71	0,84	18,64	5,26	6,13
429-II	1	"	50,54	0,83	17,91	5,11	5,47
Среднее		"	51,01	0,97	17,96	5,00	6,44
97/73	7	ЮВ	52,57	0,90	15,10	11,6	2,74
96/73	7	"	52,07	1,32	15,31	5,50	7,63
Среднее		"	52,32	-	15,20	8,33	5,18
371	15	СВ	53,68	0,83	18,12	4,23	5,68
372	16	"	53,84	0,83	19,04	3,35	5,70
388	16	"	53,75	0,83	18,44	3,98	5,86
Среднее		"	53,77	0,83	88,53	3,85	5,85
463	15	В	53,54	1,16	14,60	7,62	6,20
440	1	"	52,23	1,33	14,39	5,89	7,51
446	5	ЮГ	52,37	1,36	13,81	7,22	7,64
449	3	"	52,85	1,25	14,55	5,67	7,99
450	4	"	52,82	1,27	14,86	5,14	7,98
Среднее		"	52,57	1,30	14,40	5,98	7,78

Аналитик Л. Г. Воронова (СахКНИИ).

Таблица 6 (продолжение)

№ пробы	Расстояние от вулкана, км	Направление переносы	Содержание окислов				
			MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
СКЮКР	0,1	Север	0,20	3,50	9,12	3,37	0,75
425-I	4	СЗ	0,23	4,04	8,59	3,42	0,61
417	3	"	0,21	5,01	9,37	2,70	0,55
429-II	1	"	0,22	5,20	9,42	4,91	0,51
Среднее		"	0,22	4,75	9,12	3,67	0,56
97/73	7	ЮВ	0,20	4,02	9,57	2,57	0,60
96/73	7	"	0,14	4,44	9,81	3,27	0,64
Среднее		"	-	4,23	9,69	2,92	0,62
371	15	СВ	0,23	4,06	8,53	3,01	0,67
372	16	"	0,25	4,03	8,58	3,01	0,49
388	16	"	0,22	3,89	8,48	3,05	0,59
Среднее		"	0,23	3,99	8,54	3,02	0,56
463	15	В	0,19	4,00	8,47	3,64	0,67
440	1	"	0,24	5,53	8,76	3,18	0,60
446	5	ЮГ	0,21	5,09	8,99	2,94	0,60
449	3	"	0,18	4,84	9,29	3,21	0,58
450	4	"	0,16	4,81	9,38	2,90	0,63
Среднее		"	0,20	5,07	9,10	3,06	0,60

№ пробы	Расстояние от вулкана, км	Направление переноса	Содержание окислов				
			P ₂ O ₅	Собщая	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
СКЮКР	0,1	Север	0,07	Нет	Нет	Нет	100,01
425-I	4	СЗ	0,01	0,03	0,08	Н/обн	99,72
417	3	"	0,08	0,8	0,11	0,02	99,71
429-II	1	"	0,01	0,13	0,08	Н/обн	100,34
Среднее		"	0,03	0,08	0,09	"	99,90
97/73	7	ЮВ	0,07	Нет	Нет	Нет	99,50
96/73	7	"	0,06	0,02	"	"	100,21
Среднее		"	0,06	0,01	-	-	99,85
371	15	СВ	0,01	0,08	0,15	0,46	99,74
372	16	"	0,01	0,13	0,12	0,27	99,65
388	16	"	0,01	0,08	0,06	0,45	99,69
Среднее		"	0,01	0,09	0,11	0,39	99,69
463	15	В	0,09	0,05	0,06	0,18	100,27
440	1	"	0,08	0,01	0,12	-	99,87
446	5	Юг	0,08	0,08	-	-	100,39
449	3	"	0,07	0,03	0,02	-	100,53
450	4	"	0,07	0,07	-	-	100,09
Среднее		"	0,08	0,06	0,05	-	100,25

Это видно на диаграммах, построенных по методу А.Н. Заварицкого (1950), на основании данных химического анализа пирокластических отложений на прорывах Олимпийский (рис. 4) и Отважный (рис. 5). В том и другом случаях заметно, что в ходе азральной дифференциации рыхлые продукты извержения в своем распределении на площади повторяют общую направленность изменения состава в магматическом расплаве. Так, на рис. 4 (см. табл. 8, 9) порядок распределения фигуративных точек 49–57, отвечающих составу магматических дифференциатов, отражается в расположении фигуративных точек (табл. 12, 13), характеризующих состав продуктов азральной дифференциации, перенесенных на разные расстояния от центра извержения прорыва Олимпийский.

Рассматривая состав вулканических бомб в качестве приближенных представителей продуктов кристаллизационной дифференциации магмы в очаге извержения, мы видим, что они, согласно химической классификации А.Н. Заварицкого (1955), относятся к породам нормального ряда, слегка недосыщенным кремнеземом (класс 5), бедным щелочами (гр. 19), богатым железом и магнием (подгруппа Б). Их состав (см. рис. 4) изменяется в порядке расположения фигуративных точек, объединенных вариационными кривыми I, II, III, характеризующими изменение химизма пород в I, II, III циклах кристаллизационной дифферен-

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

Проба, №	a	b	c	S	a°
СКЮКР	8,55	23,50	6,35	61,60	—
425-I	8,58	21,96	7,66	61,80	—
417	7,00	22,50	5,90	61,00	—
429-II	11,50	23,80	6,30	58,40	—
97/73	6,6	24,3	7,1	62,0	—
96/73	8,0	25,3	6,20	60,5	—
371	7,7	18,8	8,9	64,6	—
372	7,6	17,6	9,6	65,2	—
388	7,9	18,6	9,0	64,5	—
463	8,9	24,3	5,3	65,5	—
440	7,8	26,4	5,6	60,2	—
446	7,2	27,3	5,3	60,2	—
449	7,8	26,2	5,6	60,4	—
450	7,2	25,8	5,9	61,2	—

Аналитик Л.Г. Воронова (Сах КНИИ).

Таблица 7 (окончание)

Проба, №	c'	f	m	n	t	Q
СКЮКР	20,60	53,80	25,60	88,60	1,8	20,6
425-I	14,10	53,80	32,1	90,00	1,80	18,6
417	10,8	49,8	39,3	89,3	1,17	21,1
429-II	21,80	41,10	37,10	94,00	1,72	18,50
97/73	19,8	51,5	28,7	87,0	1,23	40
96/73	22,3	47,8	29,9	90,5	1,83	18,4
371	10,6	51,1	38,2	88,5	1,10	20,1
372	8,2	51,1	40,7	90,2	1,15	17,1
388	10,4	52,2	37,4	89,0	1,11	19,3
463	20,4	51,9	27,7	91,0	1,11	26,9
440	18,4	46,5	35,1	90,3	1,91	19,0
446	19,5	49,2	31,3	89,6	1,91	22,3
449	21,2	47,8	31,0	90,5	1,78	18,3
450	21,3	47,4	31,3	88,7	1,78	17,2

циации. Этот порядок подчеркивает изменения состава магмы в сторону увеличения ее мелановократовости и щелочности в каждом цикле в связи с накоплением в расплаве то Fe, Ca, Mg, то Na и K, входивших в состав пород с непостоянным соотношением. Накоплению щелочей (Na, K) в расплаве отвечает все больший сдвиг вариационных кривых I, II, III (см. рис. 4) вправо. Повышение содержания фемических

Т а б л и ц а 8

Химический состав магматических дифференциатов прорыва
Олимпийский (1972 г.)

№ пробы	Наименование	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Б-1	Бомба	50,40	0,76	17,64	5,77	6,13
Ф-53	"	49,90	0,73	17,67	4,28	6,76
118	"	49,89	0,76	17,62	6,13	4,95
136	"	49,88	0,79	17,83	5,64	5,82
Б-3	"	49,42	0,75	18,00	6,30	4,62
115	"	49,94	0,65	17,90	5,61	5,00
114	"	49,46	0,67	18,14	5,77	5,71
139	Шлак	49,23	0,18	17,30	7,32	4,38
138	"	49,33	0,66	18,19	5,94	4,38

Т а б л и ц а 8 (продолжение)

№ пробы	Наименование	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Б-1	Бомба	0,19	4,00	9,24	3,75	1,95
Ф-53	"	0,17	3,53	10,56	3,65	2,04
118	"	0,18	5,70	8,95	3,73	1,99
136	"	0,16	4,68	8,84	3,88	2,02
Б-3	"	0,17	5,28	9,24	3,61	1,90
115	"	0,16	3,61	11,07	3,45	1,82
114	"	0,12	4,44	9,41	3,57	1,94
139	Шлак	0,17	4,64	9,68	3,50	1,16
138	"	0,14	4,45	9,96	3,49	1,17

Т а б л и ц а 8 (окончание)

№ пробы	Наименование	P ₂ O ₅	S общая	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Б-1	Бомба	0,4	0,03	Нет	Нет	100,07
Ф-53	"	0,34	0,07	"	"	99,52
118	"	0,42	0,08	"	"	100,40
136	"	0,41	0,01	"	"	99,96
Б-3	"	0,41	0,09	"	"	99,79
115	"	0,41	0,21	"	"	99,63
114	"	0,28	0,09	0,09	0,09	99,78
139	Шлак	0,18	0,05	0,63	1,27	100,32
138	"	0,22	0,40	0,60	0,87	99,80

Числовые характеристики, рассчитанные по А. Н. Заварицкому

№ пробы	a	b	c	S	a
Б-1	11,3	23,3	6,4	59,0	—
Ф-53	11,2	23,0	6,4	59,4	—
118	11,2	24,5	6,4	57,9	—
136	11,7	23,4	6,4	58,5	—
Б-3	10,6	24,1	6,9	58,4	—
115	10,4	23,2	7,2	59,2	—
114	10,7	23,2	7,2	58,9	—
139	9,7	23,7	7,3	59,3	—
138	9,8	22,7	7,9	59,6	—

Таблица 9 (окончание)

№ пробы	f	m	c'	n	t	Q
Б-1	48,3	29,8	21,9	74,7	1,2	22,6
Ф-53	46,0	25,4	28,6	74,0	1,7	16,6
118	41,3	39,6	19,1	74,9	1,2	21,3
136	45,5	34,6	19,9	75,1	1,2	20,8
Б-3	42,1	38,6	19,3	74,5	1,8	23,3
115	45,5	25,4	29,1	75,0	1,7	21,2
114	46,4	33,5	20,1	74,4	1,8	21,9
139	43,7	34,8	21,5	82,4	1,2	24,7
138	43,5	35,1	21,4	82,4	1,1	23,4

Таблица 10

Химический состав магматических дифференциатов в продуктах извержения 1973 г. прорыва Отважный (вулкан Тятя)

Магматические дифференциаты	№ пробы	Компоненты				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Район воронки Влодавец	39/73	53,17	1,52	14,97	4,77	8,24
Район мыса Рубежный, 18 июня 1973 г.	20/73	52,65	1,14	15,94	5,57	6,92
1,5 км на юго-восток от Отважного на глубине 30 см (шурф, 1,40 м)	120/73	52,71	1,29	15,10	6,61	6,85
Кратер Отважный	72/73	51,86	1,39	15,72	4,08	9,89

Таблица составлена по данным А. И. Абдурахманова.

Т а б л и ц а 10 (продолжение)

Магматические дифференциаты	№ пробы	Компоненты					
		MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Район воронки Влодавец	39/73	0,18	3,89	9,56	2,92	0,83	0,06
Район мыса Рубежный, 18 июня 1973 г. 1,5 км на юго- восток от От- важного на глубине 30 см (шурф, 1,40 м)	20/73	0,21	3,75	10,30	2,94	0,79	0,04
Кратер Отваж- ный	120/73	0,22	3,38	9,35	3,15	0,82	0,06
	72/73	0,19	4,57	8,36	3,33	0,69	0,03

Т а б л и ц а 10 (окончание)

Магматические дифференциаты	№ пробы	Компоненты				Породы
		S общая	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	
Район воронки Влодавец	39/73	0,02	Нет	Нет	100,13	Первая порция лавы
Район мыса Рубежный, 18 июня 1973 г. 1,5 км на юго- восток от От- важного на глубине 30 см (шурф, 1,40 м)	20/73	Нет	"	"	100,25	
Кратер Отваж- ный	120/73	"	0,02	0,11	99,67	Лапилли
	72/73	"	Нет	Нет	100,20	Последняя порция лавы

Числовые характеристики, рассчитанные по методу А.Н. Заварицкого

№ пробы	a	b	c _a	s	a'	c'	f
39/73	7,7	24,1	6,2	62,0	—	22,7	49,8
20/73	7,8	23,8	6,9	61,5	—	24,3	48,7
120/73	8,2	23,8	6,0	62,0	—	23,0	52,6
72/73	8,1	24,8	6,5	60,6	—	15,5	53,6

Таблица 11 (окончание)

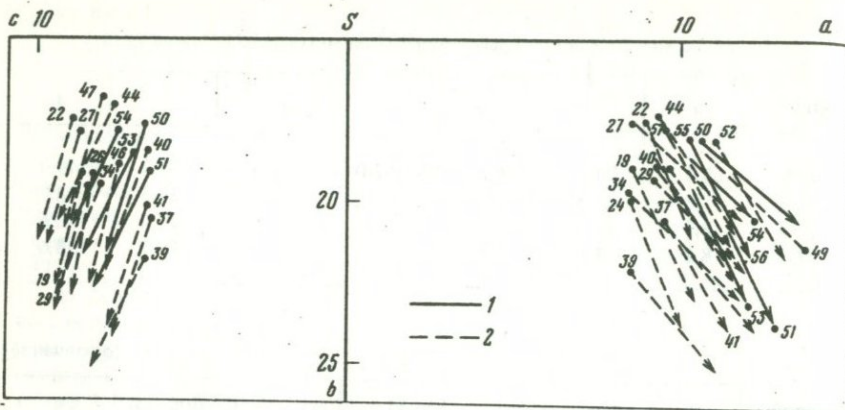
№ пробы	m	n	t	Q	Породы
39/73	27,5	84,00	2,1	16,7	Первая порция лавы
20/73	27,0	83,8	1,57	20,0	Шлаковые бомбочки (лапилли)
120/73	24,4	84,9	1,79	23,8	Лапилли
72/73	31,2	89,0	2,04	14,3	Последняя порция лавы

Таблица 12

Кристаллизационные дифференциаты в очаге извержения (к рис. 4)

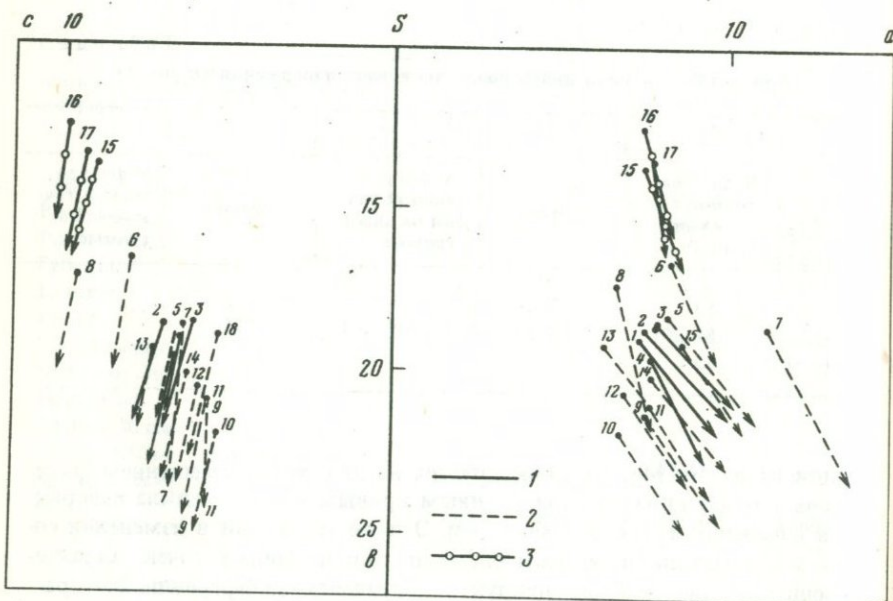
Образец	I		II		III	
	№ фигуративной точки на диаграмме	Образец	№ фигуративной точки на диаграмме	Образец	№ фигуративной точки на диаграмме	Образец
Б-3	53	Б-1	49	118	51	
115	54	Ф-53	50	136	52	
114	55					

компонентов (Fe, Mg, Ca) фиксируется на диаграмме смещением фигуративных точек вниз по вариационным кривым каждого цикла извержения и изменением наклона векторов. Эти же тенденции в изменении состава мы замечаем и по распределению фигуративных точек, характеризующих состав рыхлых продуктов азральной дифференциации, расположенных на разных расстояниях от центра извержения. Здесь также происходит увеличение щелочности и мелановократовости в каждом последующем продукте азральной дифференциации по отношению состава первого из них, занимающего самое крайнее левое положение в роле фигуративных точек и, следовательно, наиболее бедного щелочами в сравне-



Р и с. 4. Петрохимическая характеристика продуктов азальной дифференциации пирокластов, отложенных в районе извержения прорыва "Олимпийский" (вулкан Алайд, 1972 г.)

1 — магматические дифференциаты (фигуративные точки 50—55); 2 — азальные дифференциаты рыхлой пирокластики, отложенной на разных расстояниях от центра извержения (все остальные точки)



Р и с. 5. Петрохимическая характеристика продуктов азальной дифференциации пирокластов, отложенных на разных расстояниях от центра извержения на прорыве "Отважный" (вулкан Тятя, 1973 г.)

1 — магматические дифференциаты (фигуративные точки 1—4); 2 — пирокласты (фигуративные точки ювенильных пеплов 5—14); 3 — резургентные пеплы (фигуративные точки 15—17)

Азральные дифференциаты пирокластов (к рис. 4)

V			VI		
Расстояние, км	№ образца	№ фигуративной точки	Расстояние, км	№ образца	№ фигуративной точки
0,4	13	27	0,6	5	19
0,5	10	24	0,6	21	34
			0,6	8	22

Таблица 13 (окончание)

VII			VIII		
Расстояние, км	№ образца	№ фигуративной точки	Расстояние, км	№ образца	№ фигуративной точки
2	31	44	1	24	37
0,6	27	40	2,3	26	39
0,6	28	41			

нии с магматическим дифференциатом. При всех описанных вариациях в составе азральных дифференциатов пирокластов в целом, однако, следует отметить, что все они происходят только в пределах колебаний, присущих для того же химического (по А.Н. Заварицкому) класса (5), группы (19), подгруппы (Б), которые ограничивают и состав магматических дифференциатов. Исключение в этом составляют резургентные пеплы Алаида и особенно вулкана Тятя, занимающие на диаграммах обособленное положение (см. рис. 4, фигуративные точки 37, 39; см. рис. 5, фигуративные точки 15–17).

ЛИТЕРАТУРА

- Абдурахманов А.И., Федорченко В.И. О вулканической активности Курильских островов в 1973 г. — Бюлл. вулканол. станций, вып., 50, 1974.
- Гущенко И.И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука", 1965.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию. М., Изд-во АН СССР, 1944.
- Кеннеди Дж. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. — В сб.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.
- Соколов И.А. Вулканизм и почвообразование. М., "Наука", 1973.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ И ПЛОТНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ГАЗА (ФЛЮИДА) ПРИ ИЗВЕРЖЕНИИ ВУЛКАНА АЛАИД

Изучение физических характеристик первичного вулканического газа (флюида), выделяющегося во время извержений, является необходимым для правильного понимания движущих сил и механизма извержения. Однако в этом направлении в вулканологии пока что практически ничего не сделано. Это тем более странно, что физико-математический аппарат и техника эксперимента для дистанционного (бесконтактного) изучения физических свойств газа детально разработаны в таких областях науки, как аэродинамика, баллистика и других.

В настоящей работе содержатся: решение задачи по определению скорости и плотности флюида, методика эксперимента и результаты, полученные на извержении вулкана Алайд летом 1972 г.

Прежде чем переходить к постановке задачи, дадим краткую классификацию вулканических эксплозий. Это необходимо для строгой привязки полученных нами результатов к определенному типу эксплозий.

Т и п ы э к с п л о з и й. 1. Собственно взрывы, в результате которых происходит разрушение вулканической постройки, образование нового или существенное разрушение старого кратера. Такие взрывы относятся к наиболее мощным; с них, как правило, начинается извержение или его кульминационная фаза. В дальнейшем, в процессе извержения, взрывов подобного масштаба не происходит. Примерами являются взрывы Безымянной (1956 г.), Шивелуча (1964 г.), эксплозивные воронки Алайда (1972 г.) и Тяти (1973 г.).

2. Взрывы, разрушающие только пробку, закупорившую вулканический канал, и не приводящие к существенным изменениям местоположения и геометрии старого кратера. Подобные взрывы происходят неоднократно в процессе одного эруптивного цикла с перерывами между ними от нескольких дней до нескольких месяцев. Примерами могут служить многочисленные взрывы на Карымском вулкане в период 1961–1965 гг., отдельные взрывы на вулкане Алайд в 1972 г.

3. Газовые продувки продолжительностью от 10–15 сек. до 1,5–2 минут. Такие продувки наблюдаются в процессе уже начавшегося извержения и эксплозивная активность многих вулканов представлена преимущественно газовыми продувками, которые иногда, вследствие непродолжительности, определяются наблюдателями, как "слабые взрывы" или "выбросы пепла". Такие продувки, как показали наши наблюдения на извержениях Ключевского (прорыв Б.И. Пийпа, 1966 г.), Алайда (1972 г.), Тяти (1973 г.), идут практически непрерывно на протяжении всего извержения и именно с ними связана доставка на поверхность основной массы обломочного материала, откладывающегося около жерла и формирующего насыпные вулканические конусы при побочных извержениях. Газовые продувки начинаются со слабого, "запускающего" взрыва, который выбрасывает дегазированный, и потому утративший пластичность, верхний слой ла-

вы и обломки, осыпавшиеся в канал. Внешне такой взрыв похож на взрывы, разрушающие пробку, но менее мощен, так как пробки по существу нет, ибо для заметного остывания пород даже в самой верхней части вулканического канала требуется значительный перерыв, а периодичность чередующихся газовых продувок редко превышала (на Алаиде) несколько минут. Иными словами, энергия "запускающего" взрыва идет только на выброс обломков, но не на дробление (разрушение) пород, на которое в обычных условиях расходуется до 50% энергии взрыва (Innes, 1961). После взрывной очистки канала начинается мощное истечение газа, выносящее пепел и обломки поперечником до 1,5 м. Именно такого рода газовые продувки изучались нами на Алаиде в 1972 г.

П о с т а н о в к а з а д а ч и. Газовый поток со скоростью U и плотностью ρ_{Γ} увлекает обломок с массой m , поперечником D (сечением S), разгоняя обломок до скорости W . Предполагается, что все параметры постоянны, кроме скорости обломка $W = W(t)$. Требуется определить скорость газового потока и его плотность, как функции скорости, размера и плотности увлекаемых им обломков.

Уравнение движения:

$$m \frac{dW}{dt} = \frac{\rho_{\Gamma} c S}{2} (U - W)^2 - m \left(1 - \frac{\rho_{\Gamma}}{\rho_{\kappa}}\right) g, \quad (1)$$

где ρ_{κ} — плотность обломка, c — коэффициент сопротивления ($c = 0,65$ для обломков изометрической формы и дозвуковых скоростей), g — ускорение силы тяжести.

Введем безразмерные переменные: $\frac{\rho_{\Gamma}}{\rho_{\kappa}} = \epsilon$; $1 - \frac{W}{U} = V$;

$$\tau = t \frac{g}{U}; \quad \beta = \frac{U^2 c S \rho_{\Gamma}}{2g V^* \rho_{\kappa}} = \frac{3}{4} \cdot \frac{U^2 c \rho_{\Gamma}}{Dg \rho_{\kappa}}, \quad (2)$$

где V^* — объем.

С учетом обозначений (2) уравнение (1) переписывается в виде:

$$\frac{dV}{d\tau} + \beta V^2 - (1 - \epsilon) = 0 \quad (3)$$

при $\tau = 0, V = 1$.

$\frac{dV}{d\tau}$ — инерция, βV^2 — скоростной напор, $1 - \epsilon$ — сила тяжести.

Уравнение (3) решается (Камке, 1959) для $1 - \epsilon > 0$

$$V = \frac{\sqrt{(1 - \epsilon)\beta^4 + (1 - \epsilon) \operatorname{th} [\tau \sqrt{(1 - \epsilon)\beta}]}}{\sqrt{(1 - \epsilon)\beta^4 + \beta \operatorname{th} [\tau \sqrt{(1 - \epsilon)\beta}]}} \quad (4)$$

или

$$\frac{W}{U} = 1 - \frac{\sqrt{(1-\epsilon)\beta} + (1-\xi) \operatorname{th} [\tau \sqrt{(1-\epsilon)\beta}]}{\sqrt{(1-\epsilon)\beta} + \beta \operatorname{th} [\tau \sqrt{(1-\epsilon)\beta}]} \quad (5)$$

при $\tau = 0$ $\frac{W}{U} = 0$, при $\tau \rightarrow \infty$

$$\frac{W}{U} = 1 - \frac{\sqrt{(1-\epsilon)\beta} + (1-\epsilon)}{\sqrt{(1-\epsilon)\beta} + \beta} = 1 - \sqrt{\frac{1-\epsilon}{\beta}}, \quad (6)$$

что совпадает со стационарным значением, получаемым из формулы (3)

при $\frac{dV}{d\tau} = 0$.

Рассмотрим возможность применения решения (5) для нахождения параметров газа по данным кино съемки вулканических газовых продувок. Киносъемка дает нам скорости движения обломков и их размеры.

Первый предельный случай: обломки разогнаны до стационарных скоростей (сила тяжести уравновешена скоростным напором потока газа).

$$\frac{W}{U} = 1 - \sqrt{\frac{1-\epsilon}{\beta}} = 1 - \sqrt{1-\epsilon} \sqrt{\frac{4}{3} \frac{g \rho_K}{U^2 c \rho_\Gamma}} \sqrt{D},$$

откуда

$$W = U - \sqrt{\frac{4g}{3c} \left(\frac{\rho_K}{\rho_\Gamma} - 1 \right)} \sqrt{D}.$$

Зависимость W от \sqrt{D} приведена на рис. 1: на оси W отсекается скорость газового потока U , а тангенс угла наклона связан с отношением плотности газа и обломков выражением:

$$\frac{4g}{3c} \left(\frac{\rho_K}{\rho_\Gamma} - 1 \right) = \operatorname{tg}^2 \alpha. \quad (6a)$$

Второй предельный случай: канал короткий и обломки не успевают разогнаться до стационарных скоростей. Для $\tau \rightarrow 0$ из (5), учитывая, что $\operatorname{th} [\tau \sqrt{(1-\epsilon)\beta}] \approx \tau \sqrt{\beta(1-\epsilon)}$, имеем

$$\frac{W}{U} = 1 - \frac{1 + (1-\epsilon)\tau}{1 + \beta\tau} = \frac{(\epsilon + \beta - 1)\tau}{1 + \beta\tau}. \quad (7)$$

Если времена разгона совсем малы так, что справедливо неравенство

$$\beta\tau \ll 1, \text{ т.е. } t \ll \frac{4}{3} \frac{D}{U} \frac{\rho_K}{\rho_\Gamma} c, \text{ то } \frac{W}{U} = (\epsilon + \beta - 1)\tau$$

или в размерном виде: $W = at$, где $a = \left[\epsilon + \frac{3 \cdot U^2 c \rho_\Gamma}{4 D g \rho_K} - 1 \right] g$.

Отсюда можно найти путь, который проходит обломок в канале, ускоряясь от состояния покоя до скорости W за время t . При равномерноускоренном движении справедлива известная формула, связывающая скорость на срезе (максимальную скорость) с глубиной канала H (если $\beta \gg 1$ и $\beta \gg \epsilon$), т.е. $a = \beta g$:

$W^2 = 2aH$ или $W^2 = 2\beta gH$, откуда, подставляя выражение (2) вместо β , получим:

$$W^2 = \frac{3U^2 c \rho_{\Gamma}}{2D \rho_{\kappa}} H, \quad (8)$$

откуда, зная из эксперимента зависимости, связывающие W и D , можно найти глубину канала:

$$H = \frac{2 \rho_{\kappa} D W^2}{3 U^2 c \rho_{\Gamma}}. \quad (9)$$

Таким образом и во втором предельном случае есть связь между W и \sqrt{D} , так как формулу (8) можно записать:

$$W = \sqrt{\frac{3U^2 c \rho_{\Gamma} H}{\rho_{\kappa}}} \cdot \frac{1}{\sqrt{D}}, \quad (10)$$

т.е. в обоих случаях с ростом \sqrt{D} скорость на срезе падает, но в первом случае линейно, а во втором обратно пропорционально.

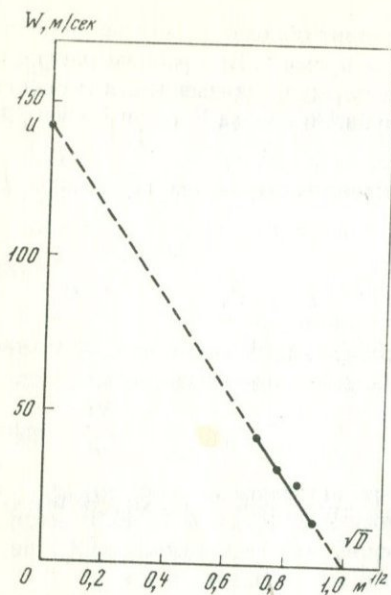
Как правило, на извержениях реализуется первый случай. Расчеты показывают, что обломки размером в 10 м разгоняются до стационарной скорости при длине канала 300 м (McGetchin, Ullrich, 1973). Учитывая, что результирующая сила, действующая на обломок, обратно пропорциональна его радиусу, можно считать, что обломки размером до 1 м достигают стационарной скорости в канале длиной не более 30 м.

Приведенные выше решения использовались применительно к киноснимкам, полученным при съемке газовых продувок на извержении Алаида. Съемки проводились с 6 до 17 июля, в ночное время, киноаппаратом "Конвас". Удаление от снимаемого объекта было 150–400 м. При съемке использовались объективы с различными фокусными расстояниями. Масштаб кадра (отпечатка) определялся по свободно падающим обломкам по формуле:

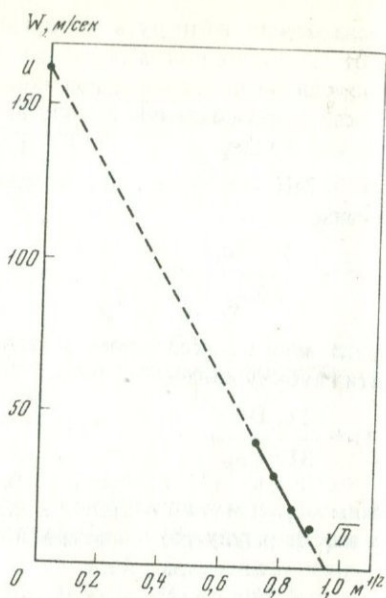
$$M = \frac{4,9}{l_1} a (2t + a) = \frac{4,9}{l_2} b (2t + b) \quad (11)$$

$$t = \frac{l_1 b^2 - l_2 a^2}{2(l_2 a - l_1 b)},$$

где l_1 и l_2 — расстояния по вертикали, измеряемые на кадре (отпечатке), от произвольно выбранного, принятого за начало отсчета, положения



Р и с. 1. Зависимость скорости полета обломков от их диаметра. U – скорость газового потока



Р и с. 2. Зависимость скорости полета обломков от их диаметра

обломка, a и b – интервалы времени, определяемые по кинограмме, соответствующие прохождению обломком отрезков l_1 и l_2 соответственно.

Мы регистрировали обломки диаметром от 0,4 до 0,9 м. По более крупным обломкам трудно набрать надежную статистику, более мелкие обломки хуже прослеживаются на ночных снимках (рис. 1 и 2). Скорость газового потока находилась экстраполяцией зависимостей до пересечения с осью скоростей и составила 145 и 165 м/сек. Плотность газа определялась по формуле (6а) и равна соответственно $1,8 \cdot 10^{-3}$ г/см³ и $1,4 \cdot 10^{-3}$ г/см³. Температура газа не менее 1000–1100°. Расчетная плотность вулканического газа, если его состав аналогичен газам из лавовых озер Килауа и Нирагонго, при $p = 1$ атм $T = 1000^\circ$ составляет $(1,7-3,8) \cdot 10^{-4}$ г/см³, т.е. на порядок ниже экспериментально определенной. Это расхождение, вероятно, является следствием того, что давление в исследованных нами газовых струях заметно отличается от атмосферного. Расчеты показывают, что при давлении около 10 атм плотность вулканического газа из лавовых озер будет равна полученной в нашем эксперименте.

ЛИТЕРАТУРА

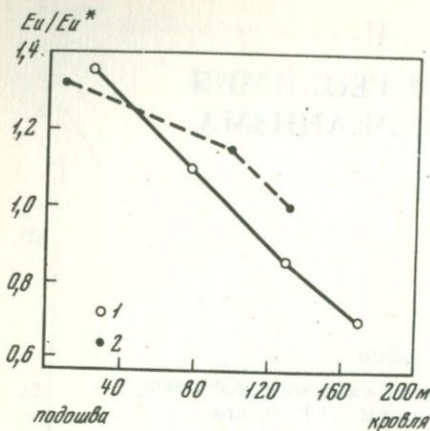
- Камке Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. М., Физматгиз, 1961.
- Innes M.J.S. The use of gravity methods to study underground structure and impact energy of meteorite craters. – J. Geoph., Res., 1961, v. 66, No 3.

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА***Ю.А. Балашов*Ордена Ленина Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского АН СССР, Москва**ИНДИКАТОРНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ**

Данные по геохимии редкоземельных элементов (РЗЭ) — источник весьма корректной информации, которая в последние годы все шире привлекается для расшифровки мантийных и коровых процессов.

Индикаторные возможности РЗЭ в первом приближении сводятся к совместному рассмотрению вариаций состава РЗЭ (в простейшем варианте — отношений $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ или La/Yb , Ce/Yb и т.д.), их суммарной концентрации и относительного содержания европия, если речь идет о магматических процессах. В настоящей работе обобщены наиболее перспективные варианты применения этих редкоземельных характеристик в приложении к эффузивам.

Изменения состава и содержания РЗЭ в вулканических породах взаимосвязаны и обусловлены либо процессами плавления, либо фракционной кристаллизацией магм. В первом случае, т.е. при формировании "первичных" магм, отмечается увеличение суммы РЗЭ и относительное обогащение легкими лантаноидами с ростом глубины зарождения магм. Это обусловлено направленным изменением состава РЗЭ пироксенов — главных носителей РЗЭ в породах верхней мантии, являющихся источником материала плавления, а также уменьшением степени плавления при увеличении глубин формирования очагов. С другой стороны, фракционная кристаллизация магм сопровождается аналогичной тенденцией изменения состава и содержания РЗЭ в сторону продуктов более поздних этапов кристаллизации. Поэтому необходима дополнительная информация, не зависящая от критериев, регулирующих распределение РЗЭ при плавлении или кристаллизации. Таковой является относительная концентрация европия. Возможность избирательного фракционирования европия связана с нахождением его в расплавах в двухвалентных состояниях — Eu^{2+} и Eu^{3+} . Кристаллохимические и химические свойства Eu^{2+} резко отличаются от остальных РЗЭ. Высокие коэффициенты распределения Eu^{2+} в плагиоклазах и калиевых полевых шпатах обуславливают отделение европия при фракционной кристаллизации магм с участием этих минералов в кристаллизации.

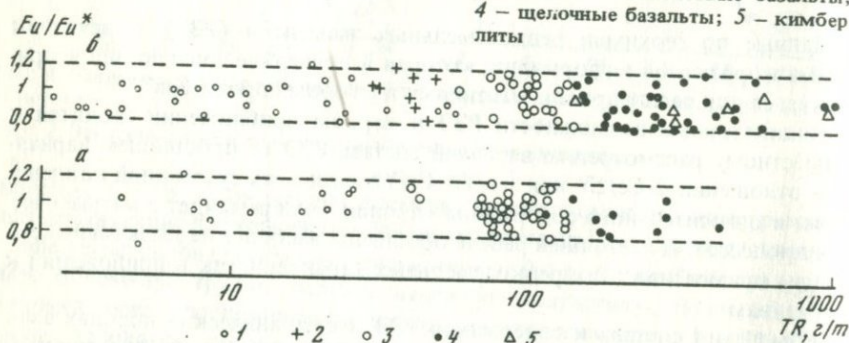


Р и с. 1. Уменьшение относительной концентрации европия при фракционной кристаллизации толеитовой магмы: от троктолитовых долеритов подошвы к более кислым дифференциатам кровли (Балашов, Нестеренко, 1966)

1 – Аламджакская интрузия; 2 – Падунская интрузия

Р и с. 2. Постоянство относительной концентрации европия в породах магматийного генезиса

а – породы срединных океанических хребтов и океанических островов; б – континентальные породы; 1 – перидотиты и пироксениты; 2 – эколгиты; 3 – толеитовые базальты; 4 – щелочные базальты; 5 – кимберлиты



Поэтому характерным признаком пород – продуктов фракционной кристаллизации – является избыток европия (на ранних этапах кристаллизации) или его дефицит (на конечных) по сравнению с соседними лантаноидами – Sm и Gd. Например, в дифференцированных трапповых интрузиях (рис. 1) отмечается направленное уменьшение относительного содержания европия от троктолитовых долеритов к гранофирам и диорит-пегматитам, причем в первых наблюдается резкий избыток европия, а во вторых его дефицит по сравнению со средним содержанием в интрузиях. Продукты промежуточных этапов кристаллизации существенно не отличаются по содержанию европия от исходного в расплаве. Мерой изменения концентрации европия служит отношение Eu/Eu^* , где $[Eu]$ – реальный коэффициент концентрации европия в данной породе по сравнению с силикатной фазой хондритов, а $[Eu^*]$ – нормативный коэффициент, рассчитываемый по степени накопления самария и гадолиния в породе

Пример расчета: среднее содержание в силикатной фазе хондритов (г/т)

$$Sm = 0,27 \quad Eu = 0,1 \quad Gd = 0,38.$$

В базальте о. Парамушир — Sm = 3,7 Eu = 1,2 Gd = 4,8

$$[Eu] = \frac{1,2}{0,1} = 12 \quad [Eu^*] = \frac{1}{2} \left(\frac{3,7}{0,27} + \frac{4,8}{0,38} \right) = 13,15$$

$$\frac{Eu}{Eu^*} = 0,91$$

В даците о. Кунашир — Sm = 4,2 Eu = 0,75 Gd = 7,5

$$[Eu] = \frac{0,75}{0,1} = 7,5 \quad [Eu^*] = \frac{1}{2} \left(\frac{4,2}{0,27} + \frac{7,5}{0,38} \right) = 17,6$$

$$\frac{Eu}{Eu^*} = 0,43$$

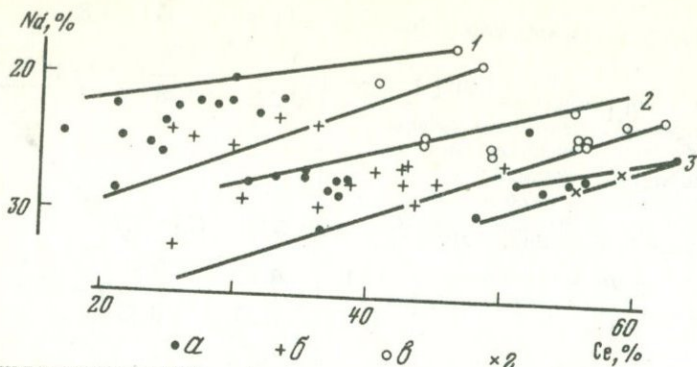
Сфера применения "европиевого" критерия — область глубин, до которых существуют плагиоклазовые ассоциации минералов (до 30–35 км). Наиболее вероятно ожидать европиевых аномалий при фракционировании толеитовых и андезитовых магм. Избирательное отделение европия в породах щелочных серий может свидетельствовать о процессах фракционной кристаллизации на относительно малых глубинах в каналах (или промежуточных очагах) вулканических аппаратов. Однако для щелочных магм существует вероятность и появления аномалий европия на больших глубинах как результата кристаллизации лейцита или мелилита. Избыточная концентрация европия, найденная в мелилите метеоритов (Mason, Martin, 1974), косвенно свидетельствует о такой возможности.

Общей особенностью большинства пород, генезис которых связан с мантийными источниками, является постоянство относительной концентрации европия. Как видно на рис. 2, отношение Eu/Eu^* в пределах точности ± 20 относит. % — постоянная, близкая к хондритам величина в различных типах пород: перцолитах, гранатовых перидотитах и пироксенитах, эжлогитах, кемберлитах, в толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных базальтах различных регионов (пределы точности в указанном интервале обусловлены преимущественно степенью сходства данных различных лабораторий и методов анализа РЗЭ).

Таким образом, отношение Eu/Eu^* , близкое к единице, следует рассматривать как исходное мантийное, а отклонение от него на значения больше, чем ± 20 относит. % — как признак участия той или иной породы в процессах фракционной кристаллизации.

Ниже рассматриваются примеры индикаторного использования РЗЭ.

Островные дуги. При нанесении литературных данных по составу РЗЭ (Nagasawa, Schnetzler, 1971; Dudas et al., 1971; Masuda, 1966, 1968; Taylor, 1968, 1969; Ewart, Bryan, 1972; Philpotts et al., 1971; Jakes, Gill, 1970) и анализов автора на семикомпонентную диаграмму по методу, предложенному ранее (Балашов, Шараськин, 1966), г.е.

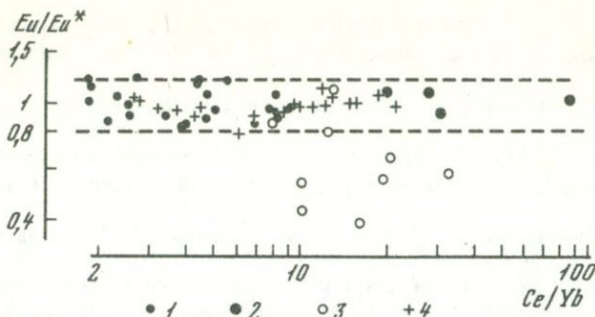


Р и с. 3. Три типа составов РЗЭ в эффузивах островных дуг
 1 – толеитовая серия; 2 – высокоглиноземистая серия; 3 – щелочная серия; а – базальты; б – андезиты и андезито-базальты; в – дациты и липариты; г – муджиериты и трахиандезиты. Приведена часть семикомпонентной диаграммы: концентрация Ce и Nd в % от суммы четных лантаноидов

принимая сумму Ce + Nd + Sm + Gd + Dy + Er + Yb за 100% и последовательно откладывая по способу В.Н. Лодочникова относительный % каждого лантаноида на диаграмму, эффузивы островных дуг разделяются на три самостоятельные группы (рис. 3). Выделяется серия толеитовых базальтов и близких к ним по составу РЗЭ андезитов. В эту же группу попадают дациты северо-запада США (штат Вашингтон) – района, относимого некоторыми авторами к древней островной дуге.

Вторую группу составляют высокоглиноземистые базальты и близкие к ним андезиты. Этим породам комплементарны по составу РЗЭ все дациты и липариты современных дуг. Наконец, к третьей группе принадлежат щелочные базальты, муджиериты и трахиандезиты. Вопрос о возможности переходов от одной к другой группе на основании известных данных по РЗЭ не может быть решен положительно из-за довольно резких границ состава РЗЭ между отдельными группами.

Таким образом, приведенные результаты позволяют подтвердить петрологические представления о существовании в островных дугах трех базальтовых типов магм (Kuno, 1966). Далее, на основании редкоземельных данных выделяются еще и два типа андезитовых расплавов, на что уже указывалось в литературе (Jakes, Gill, 1970). Как известно, петрологические позиции в отношении андезитов противоречивы: одни авторы считают их производными базальтовых магм, другие – продуктами первичного плавления в присутствии воды. Отсутствие аномалий в относительной концентрации европия во всех андезитах (рис. 4) и близость отношения $\frac{Eu}{Eu^*}$ к хондритовому может рассматриваться как признак "первичного" характера андезитовых расплавов. Однако этот вывод не является категорическим, поскольку "европиевый" критерий дает четкую информацию лишь для продуктов



Р и с. 4. Дефицит европия в андезито-дацитах, дацитах и липаритах эффузивных серий островных дуг

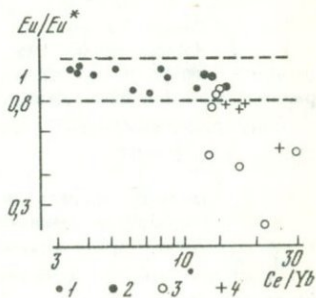
1 — толеитовые и высокоглиноземистые базальты; 2 — щелочные базальты; 3 — андезито-дациты, дациты и липариты; 4 — андезиты

начальных и конечных этапов фракционной кристаллизации. Если андезиты являются промежуточным этапом дифференциации базальтовых магм, то близость отношения $\frac{Eu}{Eu^*}$ к единице может оказаться результатом "случайного" совпадения, подобно тому, как это имеет место в продуктах промежуточных этапов кристаллизации траптовых магм (см. рис. 1).

В ряде случаев можно сделать более определенное заключение, которое касается, однако, пород более кислого состава: в Японии, а также в других районах отмечается резкий дефицит европия (см. рис. 4). Эти породы несомненно являются продуктом фракционной кристаллизации базальтовых или андезитовых расплавов.

И с л а н д и я. Анализ литературных данных по эффузивам (рис. 5) показывает, что в Исландии, подобно островным дугам, кислые породы — дациты и риолиты — имеют отчетливый дефицит европия. Подобная аномалия в ряде случаев встречается и в исландитах (породах андезитовой группы).

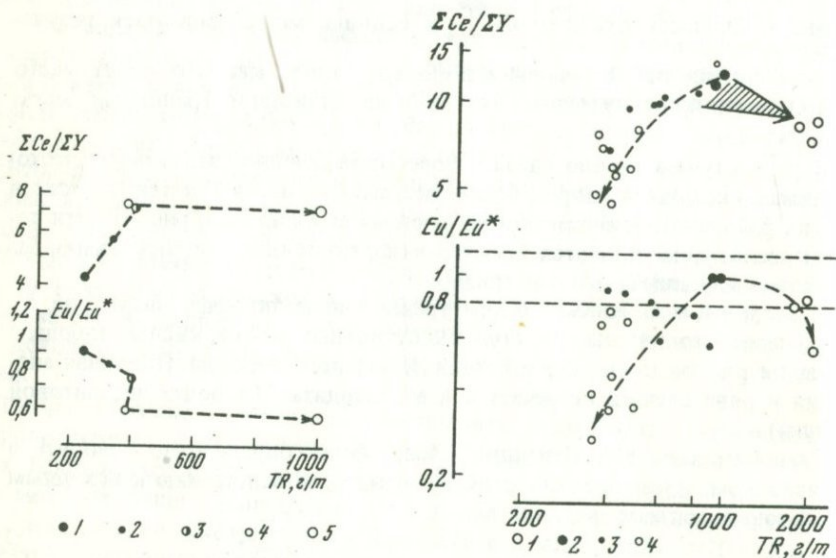
Следовательно, для Исландии можно более определенно говорить о производном характере всех этих эффузивов по отношению к исходным базальтовым магмам.



Р и с. 5. Дефицит европия в исландитах, дацитах и риолитах Исландии

1 — базальты умеренной щелочности; 2 — щелочные базальты; 3 — дациты и риолиты; 4 — исландиты (исходные данные: O'Nions, Grönvold, 1973; Shimokawa, Masuda, 1972)

Рифтовые зоны Африки. Анализ эффузивов трех серий различной щелочности (Герасимовский и др., 1972) показывает, что в каждой из них отношение $\frac{Eu}{Eu^*}$ последовательно уменьшается с образованием отчетливого дефицита европия в породах заключительных этапов фракционной кристаллизации: в серии умеренной щелочности отмечается падение от базальтов ($\frac{Eu}{Eu^*} = 0,87$) к трахитам (0,67); в натриевой серии повышенной щелочности дефицит европия характерен для базанитов (0,64), нефелинитов (0,60–0,75), фонолитов (0,59–0,68), карбонатитов (0,56); калиевая щелочная серия образует ряд по падению отношения $\frac{Eu}{Eu^*}$ от катунгитов через мафуриты, мелилиты, угандиты и карбонатиты к лейкократовым эффузивам – лейцитам и лейцитовым базанитам (рис. 6). Заслуживает внимания тот факт, что карбонатиты в натриевой и калиевой сериях заметно



Р и с. 6. Изменение состава, содержания РЗЭ и относительной концентрации европия в натриевой щелочной серии эффузивов Восточно-Африканского рифта (Герасимовский, Балашов, Карпушина, 1972)

1 – щелочной пикрит; 2 – оливниновый мелилитит; 3 – нефелиниты; 4 – фонолиты; 5 – карбонатиты

Р и с. 7. Изменение состава, содержания РЗЭ и относительной концентрации европия в калиевой щелочной серии эффузивов Западно-Африканского рифта (Герасимовский, Балашов, Карпушина, 1972)

1 – карбонатиты; 2 – катунгиты; 3 – мафуриты, мелилиты и угандиты; 4 – лейциты и лейцитовые базаниты

различаются по отношению $\frac{Eu}{Eu^*}$: карбонатиты натриевой серии по низкой величине $\frac{Eu}{Eu^*} = 0,56$ близки к фонолитам — породам заключительных этапов фракционной кристаллизации; напротив, карбонатиты калиевой серии по отношению $\frac{Eu}{Eu^*} = 0,78$ близки к ранним меланократовым членам эффузивной серии. Следовательно, степень дефицита европия в карбонатитах может рассматриваться как критерий времени ликвации карбонатитового расплава в отдельных эффузивных сериях. Справедливость такого заключения подтверждается падением концентрации РЗЭ и сингенетических карбонатитам натриевой серии фонолитах (рис. 7) и близостью состава РЗЭ карбонатитов и эффузивов, имеющих подобное им отношение $\frac{Eu}{Eu^*}$ (см. рис. 6 и 7).

Острев Гоф. В серии пород этого острова от пикритов и оливиновых базальтов отношение $\frac{Eu}{Eu^*}$ резко падает к эгирин-авгитовым и содалитовым трахитам (Zielinski, Frey, 1970). Здесь заслуживает внимания появление избытка европия в пикритах ($\frac{Eu}{Eu^*} = 1,3$), что дает основание относить их к ранним аккумулятивным фазам рассматриваемой серии. Это показывает на возможность применения относительной концентрации европия для разделения меланократовых членов базальтовых серий на "вторичные" — продукты кристаллизации — и первичные — результат выплавления в верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю.А., Нестеренко Г.В. Распространенность РЗЭ в траппах Сибирской платформы. — Геохимия, 1966, № 7.
- Балашов Ю.А., Шараськин А.Я. Применение семикомпонентных диаграмм для анализа эволюции составов РЗЭ в природных системах. — Геохимия, 1966, № 12.
- Герасимовский В.И., Балашов Ю.А., Карпушина В.А. Геохимия РЗЭ в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. — Геохимия, 1972, № 5.
- Dudas M.J., Schmitt R.A., Harward M.E. Trace element partitioning between volcanic plagioclase and dacitic pyroclastic matrix. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1971, v. 11, No. 5.
- Ewart A., Bryan W.B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Erom Eua, Tanzan Islands. — Bull. Geol. Soc. Am., 1972, v. 83, No. 11.
- Jakes P., Gill J. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1970, v. 9, No. 1.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and Island arcs. — Bull. Volcanol., 1966, v. XXIX.
- Mason B., Martin P.M. Minor and trace element distribution in melilite and pyroxene from the Allende meteorite. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1974, v. 22, No 2.
- Masuda A. Lanthanides in basalts of Japan with three distinct types. — Geochem. J., 1966, v. 1.

- Masuda A. Geochemistry of lanthanides in basalts of Central Japan. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1968, v. 4, No. 4.
- Nagasawa H., Schnetzler C.C. Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, v. 35, No. 9.
- O'Nions R.K., Grönvold K. Petrogenetic relationship of acid and basic rocks in Iceland: Sr-isotopes and rare-earth elements in late and postglacial volcanics. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1973, v. 19, No. 4.
- Philpotts L.A., Martin W., Schnetzler C.C. Geochemical aspects of some Japanese lavas. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1971, v. 12, No. 1.
- Shimokawa T., Masuda A. Rare earths in Icelandic neovolcanic rocks. — Contribs Mineralogy and Petrology, 1972, v. 37, No. 1.
- Taylor S.R., White A.S. Trace element abundances in andesites. — Bull. Volcanol., v. XXIX, 1966.
- Taylor S.R., Capp A.C., Graham A.L., Blake D.H. Trace element abundances in andesites. II. 9 Saipan, Bougainville and Fiji. — Contribs Mineralogy and Petrology, 1969, v. 23, No. 1.
- Zielinsky R.A., Frey F.A. Gouth island: Evolution of a fractional crystallization model. — Contribs Mineralogy and Petrology, 1970, v. 29.

А.В. Гуцин

МГУ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХРОМА И НИКЕЛЯ В ПОРОДАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ, КАК ИНДИКАТОР ДИНАМИКИ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В изучении динамики и роли процессов, создающих все разнообразие вулканических пород, наиболее действенным методом является анализ естественных ассоциаций вулканитов, связанных единством пространственных и временных соотношений, общностью петрографических признаков, а также — минерального и химического состава. Это позволяет предполагать единство происхождения пород таких ассоциаций и рассматривать последние в качестве петрогенетических серий. Закономерности изменения химического и минерального состава разнообразных пород — членов этих серий — несомненно отражают условия протекания тех или иных петрогенетических процессов.

Среди особенностей химизма наибольший интерес представляют данные о распределении в породах микроэлементов. В частности, для суждения о закономерностях, связанных с кристаллизационной дифференциацией, самыми показательными следует считать элементы с высокими коэффициентами распределения между минералами-вкрапленниками и основной массой. Для пород базальтового и андезитового состава такими являются хром и никель. Например, в изученных нами андезитах и базальтах Советского Закарпатья и Армении концентрация хрома в пироксенах в среднем в 20—30 раз выше, чем в породах в целом (таблица). По сравнению с основной массой (остаточным расплавом) это отношение будет еще выше.

Содержание хрома и никеля (г/т) в лавах и в их вкрапленниках пироксена

Место взятия; проба, №	Хром		Никель	
	Пироксен	Порода	Пироксен	Порода
Закарпатье, вулкан				
Синак:				
Проба 735	273	14	21	6
" 64	725	23	61	7
" 66	218	36	49	8
Юго-Восточная Армения,				
вулкан Ишхансар:				
Проба 57	780	14	544	38
" 55	900	13	425	24
" 56	147	14	144	25
" 704	780	48	375	57
" 706	935	61	340	69

Примечание. Определения микроэлементов в породах выполнены в Проблемной лаб. физико-химических исследований горных пород Киевского ун-та; спектральные анализы минералов проведены Р.И. Дошоянц в лаб. спектрального анализа каф. геохимии геологического факультета МГУ. Место отбора пробы и название породы: 735 — андезит матековского комплекса, в 1,5 км юго-юго-западнее горы Буза; 64 — андезито-базальт синакского комплекса, в 0,7 км северо-северо-западнее горы Буза; 66 — андезито-базальт обавского комплекса, северная окраина с. Чинадиево; 57 — трахиандезито-базальт, в 0,8 км юго-западнее вершины Большого Ишихлы; 55 — трахиандезито-базальт, в 1,8 км запад-юго-западнее вершины Большого Ишихлы; 56 — трахиандезит, в 4,7 км юго-западнее вершины Большого Ишихлы; 704 — трахибазальт конуса Арпа-Тапа; 706 — шлак трахибазальтового состава, конус Арпа-Тапа.

В роговых обманках вулкана Ишхансар (Юго-Восточная Армения) содержание хрома в четыре раза, а никеля в шесть раз больше, чем во включающих этот минерал трахиандезито-базальтах и трахибазальтах.

В пироксенах ранних генераций содержание хрома в десятки раз выше, чем в исходном расплаве, и в несколько раз выше, чем в пироксенах более поздних стадий выделения (Turekian, 1963). То же отмечено для никеля в оливинах (Nakli, Wright, 1967). В изученных нами лавах Закарпатье к ранней генерации относятся пироксены пробы 64. Их количество в лаве составляет менее 0,1%; содержание в них хрома в 31, а никеля в 8 раз выше, чем в лавах (см. таблицу). В андезито-базальтах пробы 66 проанализированы пироксены более поздних генераций. Их количество в лаве составляет около 8% и соответственно содержание хрома и никеля лишь в шесть раз больше, чем в лаве вместе с этими пироксенами.

Соотношения петрогенных окислов в базальтовых и андезитовых магмах таковы, что вторые могут быть получены путем кристаллизационной дифференциации первых только при условии, что будут фракционироваться цветные минералы. Так, андезиты Закарпатье могут быть получены из андезито-базальтовых магм этого региона после отделения кристаллической фракции, содержащей 27% пироксенов и 9% оливинов. Трахианде-

502

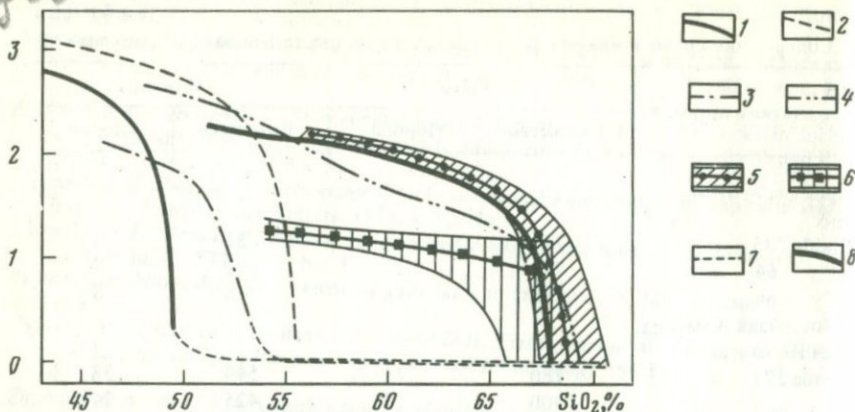


Рис. 1. Линии регрессии содержаний хрома в вулканических сериях

1 — океанические щелочные базальты и их производные; 2 — океанические толеитовые базальты и их производные; 3 — пиконитовые серии; 4 — гиперстенные серии; 5—6 — линии регрессии и их доверительные области для новейших вулканитов: 5 — Большого Кавказа; 6 — Закарпатья; 7 — произвольно проведенные линии распределений хрома в области значений, лежащих ниже предела чувствительности анализа; 8 — гипотетические базальт-дацитовые смеси

зитовые расплавы вулкана Ишхансар могли бы образоваться после отделения от трахибазальтовой магмы этого вулкана фракции, содержащей 29% пироксенов и 15% оливинов. Трахиты северо-восточного Прибалхашья могут быть получены из остаточного расплава после отделения от базальтовой магмы вещества, состоящего на 1,5% из пироксенов и на 32% из оливинов.

Вследствие высоких коэффициентов распределения кристаллизация и отделение цветных минералов из базальтовых магм приведет к очень резкому обеднению остаточных расплавов хромом и никелем. Поэтому все андезиты и другие аналогичные им по содержанию кремнезема породы, образовавшиеся вследствие кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, должны содержать очень небольшие количества хрома и никеля.

Для анализа особенностей распределения этих элементов в различных сериях (Нокколдс, Аллен, 1958) нами рассчитаны уравнения линейной регрессии отдельно для пород, содержащих 43—55 и 55—70% кремнезема. По уравнениям регрессии построена диаграмма (рис. 1), из которой следует, что серия щелочных и толеитовых лав океанов (о-ва Гавайские), Полинезийские, о.Пасхи) характеризуются высокими содержаниями хрома и никеля (Гущин, 1971) в основных породах серий и быстрым снижением их количества в сторону более кремнеземистых пород.

Эти серии образуются в участках с малой мощностью океанической земной коры, представленной породами "базальтового" слоя. Для внутриокеанических магм, таким образом, исключается или сводится к минимуму загрязнение веществами боковых пород, в связи с чем средние

составу породы (трахиты, фонолиты, муджиериты и другие) могут рассматриваться как результат проявления кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы без сколько-нибудь существенного участия процессов усвоения сиалического вещества земной коры. Помимо океанических серий, для которых типично резкое снижение содержаний хрома и никеля в кремнекислом (более 50–54% кремнезема) конце, такая же закономерность отмечается и для "пижонитовых" серий подвижных зон (см. рис. 1). Резкое обеднение остаточных магм по сравнению с исходными хромом и никелем отмечается также в расслоенных интрузивах основного состава, что подтверждает вывод о кристаллизационной дифференциации, как ведущем процессе, объясняющем наблюдаемые распределения хрома и никеля в этих сериях.

Вулканические серии, в породах которых распределение хрома и никеля существенно отличается от только что описанного, приурочены к складчатым поясам. По соотношениям магния, железа и щелочей (Куно, 1964) они относятся к "гиперстеновым" сериям (см. рис. 1). Андезиты этих серий содержат в 50–100 раз больше хрома и никеля, чем аналогичные по концентрации кремнезема породы океанических и пижонитовых серий.

Удовлетворительного объяснения столь высокого содержания хрома и никеля в андезитах гиперстеновых серий пока нет. С позиций кристаллизационной дифференциации это объяснить трудно, так как надо предполагать постоянство содержаний хрома и никеля как в самых первых генерациях отделяющихся фаз, так и в последующих, что практически невероятно. Для цветных минералов — продуктов кристаллизации базальтовых магм: оливинов и пироксенов — это нехарактерно. Между тем петрохимические расчеты моделей кристаллизационной дифференциации показывают, что андезитовые расплавы гиперстеновой серии могут быть получены из базальтовых только при условии отделения существенных количеств оливинов или пироксенов (Куно, 1968). Если в эти расчеты включить содержания хрома, то производные андезиты получаются с очень низкими содержаниями этого элемента (т.е. получаются андезиты, аналогичные членам пижонитовых и океанических серий).

Можно предполагать, что в условиях больших глубин фазами, уводящими хром и никель из расплава, являются магнезиальные гранаты с постоянными содержаниями хрома, независимыми от стадии фракционирования. Однако последнее кажется маловероятным.

Существует еще один способ объяснения сравнительно высоких содержаний хрома и никеля в андезитах гиперстеновых серий. Он требует предположения об образовании андезитов из базальтовых магм, усвоивших существенные количества сиалического вещества. Для проверки этой гипотезы нами (Гущин, 1971) рассчитаны количества хрома и никеля в гипотетических смесях базальтовой и дацитовых магм и получены линии распределения содержаний (см. рис. 1), близкие к положению вариационной линии гиперстеновых серий, что подтверждает вероятность образования этих серий при смешении различных магм или при смешении магмы и твердого вещества.

Для Закарпатья, Большого Кавказа, Юго-Восточной Армении и Северо-Восточного Прибалхашья составы гипотетических сиалических веществ, усвоение которых базальтовыми магмами может дать андезиты, по проведенным нами расчетам, оказались близкими к гранитоидам этих регионов и к ксенолитам, заключенным в соответствующих базальтах или андезитах.

В пользу гипотезы образования андезитов гиперстенных серий в результате усвоения базальтовыми магмами сиалического вещества земной коры свидетельствует также картина локализации этих серий. Все они приурочены к складчатым поясам, где сиалическое вещество погружено на большие глубины, — к зонам высоких тепловых потоков, т.е. к структурам, где плавление сиала наиболее вероятно. Для гиперстенных серий следы усвоения сиалического вещества весьма характерны. Они отмечены еще Х. Куно, в том числе и в одной из последних его работ (Kuno, 1968, стр. 155).

Нами для Большого Кавказа отмечены следующие признаки ассимиляционных процессов: 1) наличие в дацитах Эльбруса неравномерно распределенных оплавленных незоональных кристаллов олигоклаза, заключенных в основной массе с микролитами довольно основного плагиоклаза (№ 43—57); 2) присутствие в андезитах и андезито-базальтах, наряду с оливином, включений ксеногенного кварца; 3) наличие в андезито-базальтах, андезитах и дацитах включений осадочных, метаморфических, интрузивных и эффузивных пород; 4) лавы вблизи ксенолитов обогащены включениями тех же минералов, какие имеются в ксенолитах.

Интересные закономерности выявляются при сопоставлении деталей строения земной коры с составом лав, извергаемых отдельными вулканами. Так, на Большом Кавказе наиболее основные андезито-базальтовые лавы извергались в четвертичное время вулканом Сакохе (Гудаурские потоки). Под этим вулканом мощность сиалического слоя земной коры составляет около 8 км (Шевченко, 1969; Краснопевцева и др., 1970). Более кремнекислые лавы — андезиты — извергались севернее вулканом Казбек, где мощность "гранитного" слоя составляет в среднем 18 км. Наиболее кремнекислые дацитовые лавы в четвертичное время извергал Эльбрус, под которым мощность сиалического слоя около 22 км. Видимо, не случайна также и приуроченность извержений андезитовых и дацитовых лав к тем вулканам, для которых отмечаются кальдеры или воронки проседания (Эльбрус, вулканы Синяк и Черная гора в Закарпатье и другие), а также связь с малоглубинными очагами, как это отмечено Ю.П. Масуренковым (1971) для Эльбруса.

Для суждения о проявлении тех или иных петрогенетических процессов можно использовать также корреляционные связи элементов. Анализ корреляционных соотношений хрома и никеля в базальтах, андезитах и дацитах конкретных серий с другими элементами целесообразно проводить, используя различные методы сглаживания вариационных линий, не доводя, однако, его до линейной зависимости. Построение вариационных линий сделано нами для двух групп элементов (рис. 2): 1) для хрома, никеля, кобальта, магния, входящих в минералы, кристаллизующиеся из расплава первыми; 2) для титана и фосфора — элементов, обычно накапливающихся в остаточных расплавах.

Р и с. 2. Вариационные линии содержаний некоторых петрогенных окислов и микроэлементов для верхнепалеозойских вулканических пород Аягуз-Тансыкского водораздела и гор Сийректау (Северо-Восточное Прибалхашье)

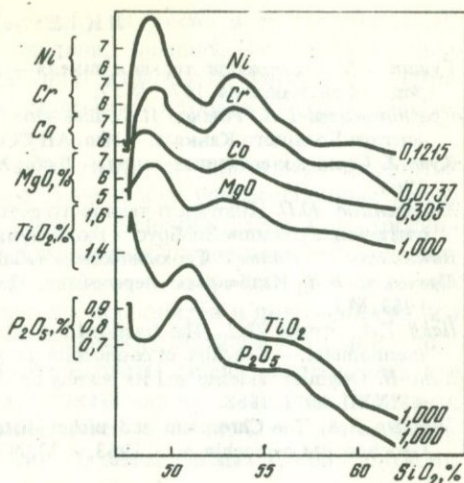
Начало отсчета по ординате для разных элементов различное

Рассмотрение вариационных линий на рис. 2 показывает, что в породах базальтового и андезитобазальтового состава (до 54% кремнезема) распределение элементов обеих названных групп зеркально противоположно, т.е. имеются породы, обогащенные

элементами первой группы и бедные элементами второй, и наоборот. Расчет петрохимических моделей для этих пород показывает, что они могли бы быть связаны друг с другом, как продукты процесса кристаллизационной дифференциации одной магмы.

Для пород более кремнекислого состава (андезитов и дацитов), относящихся к гиперстеновым сериям, такие корреляционные соотношения не отмечаются, в связи с чем подлежит сомнению и возможность объяснения этих соотношений с позиций кристаллизационной дифференциации. Поскольку данные петрохимических расчетов показывают, что андезиты и дациты изученных нами серий Большого Кавказа, Северо-Восточного Прибалхашья и Центрального Казахстана не могут быть получены из базальтовых магм этих же серий в результате их кристаллизационной дифференциации, мы можем предполагать, как ранее, проявление здесь процессов усвоения силикатического вещества земной коры, как одной из причин, приводящих к росту содержаний кремнезема и образованию андезитов из базальтовых магм. Естественно, что при этом корреляционные связи названных элементов не должны быть такими же, как в случае кристаллизационной дифференциации.

Анализ литературных данных показывает, что вулканы складчатых поясов по большей части относятся к гиперстеновым сериям. Пижонитовые серии в этих поясах редки и, как правило, локализованы на окраинах континентов и в островных дугах. Изучение распределения микроэлементов в породах гиперстеновых и пижонитовых серий и петрохимические расчеты, проведенные автором, показывают, что базальтовые члены этих серий, по-видимому, связаны между собой соотношениями кристаллизационной дифференциации. Андезитовые магмы гиперстеновых серий, вероятно, образовались при существенном усвоении силикатического вещества земной коры базальтовыми магмами. Этот процесс мог идти на фоне довольно интенсивной кристаллизационной дифференциации, в связи с чем предполагается, что образование андезитов характеризуется наиболее сложной динамикой взаимодействия главных петрогенетических процессов.



- Гущин А.В. Содержание хрома и никеля — индикаторы генезиса вулканических пород. — Сов. геология, 1971, № 12.
- Краснопевцева Г.В., Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное строение Центрального сектора Большого Кавказа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 1.
- Куно Х. Серии изверженных пород. — В сб.: Химия земной коры, т. II. М., "Наука", 1964.
- Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус. — Бюлл. вулканол. станций, №47, 1971.
- Нокколдс С.Р., Алден Р. Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1958.
- Шевченко В.И. Казбекское пересечение Центрального Кавказа. — Геотектоника, 1969, № 1.
- Häkli T.A., Wright Th.L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31, No. 5.
- Kuno H. Origin of andesite and its bearing on the Island arcs structure. — Bull. Volcanol., v. XXXII, ser. I, 1968.
- Turekian K.K. The Chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1963, v. 27, N 7.

И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, Е.П. Денисов,
И.П. Илутин, А.Д. Харьков

ДВГИ ДВНЦ АН СССР, ЦНИГРИ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ И КИМБЕРЛИТАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И СИБИРИ

Геохимическая информация о верхней мантии, которая надолго останется недоступной прямому опробованию и изучению, заключена в ее производных — базальтоидных эффузивах и ультраосновных породах. Не менее, если не более значительный интерес представляют также ксенолиты гипербазитового и базитового состава в базальтоидных лавах и кимберлитах, которые многими исследователями рассматриваются как отторженцы минеральных массивов, слагающих нижнюю кору и верхнюю мантию Земли.

Кимберлиты и базальтоиды различных геотектонических зон характеризуются специфическими ассоциациями захваченных ими глубинных пород, что, вместе с экспериментальными данными по условиям образования соответствующих минеральных парагенезисов, позволяет наметить типы петрографического строения верхней мантии (В. Соболев, Н. Соболев, 1964; Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968; Бойд, Мак-Грегор, 1968; В. Соболев, Добрецов, Н. Соболев, 1972). Так, в рассматриваемой нами области, по В.С. Соболеву, Н.Л. Добрецову и Н.В. Соболеву (1972), выделяются следующие типы верхней мантии: эклогит-гроспидит-пироп-перидотитовый, свойственный районам Якутии (Малоботубинский и Далдыно-Алакитский): шпинель-пироксенит-перидотитовый, распространенный в северной части Сибирской

платформы (район трубки Обнаженной), а также в ее южном складчатом обрамлении (Минусинская впадина, Западное Забайкалье); шпинель-перидотитовый, характерный для континентальных зон (Приморье, Нижнее Приамурье) и океанических островов Тихоокеанского пояса.

Основное отличие названных главных и других типов верхней мантии заключается в относительной распространенности ультраосновных пород пироповой и шпинелевой фаций, а также в степени участия в ее строении эклогитов. Объяснение первой из отмеченных отличительных черт дано А. Рингвудом, И. Мак-Греггором и Ф. Бойдом (1968), которые на основе диаграммы РТ шпинелевых и пироповых лерцолитов и положения на ней геотерм докембрийских щитов и океанических областей показали, что в верхней мантии щитов гранатовые перидотиты могут распространяться до основания коры, а в активных вулканических зонах под океанами, где тепловой поток достигает большей интенсивности, чем в докембрийских щитах, подкоровые части мантии до значительных глубин сложены шпинелевыми перидотитами.

Аналогичным путем можно показать, что эклогиты неустойчивы в подкоровых частях верхней мантии активных океанических и континентальных складчатых зон. На рис. 1 изображены фазовые диаграммы перехода габбро в эклогит, полученные различными экспериментаторами, на которых нанесены линии геотерм докембрийских щитов, океанических областей и молодых складчатых зон (геотерма максимальной платформенной температуры дана по Е.А. Любимовой). Из диаграмм видно, что в отличие от геотермы докембрийских щитов, проходящей главным образом в поле устойчивости эклогита, геотермы активных океанических областей и складчатых зон континентов находятся в значительной своей части в пределах термодинамических полей пироксенового и гранатового гранулита.

Геотерма молодых складчатых областей, характеризующихся наиболее интенсивным тепловым потоком, занимает крайнее положение на диаграммах рис. 1. Если исходить из экспериментальных данных К. Ито и Дж. Кеннеди (1972), которые являются более достоверными, чем данные Г. Йодера и К. Тилли (1965), А. Рингвуда и Т. Грина (1968), то можно считать, что в притихоокеанских складчатых зонах, подобных Приморью и Нижнему Приамурью, базальтоидные астенолиты в подкоровых частях верхней мантии кристаллизуются в фации гранатосодержащего габбро (гранатовый гранулит) и только на глубине свыше 70 км — в фации плагиоклазового эклогита. Однако распространенность последнего и на этих глубинах должна сильно сокращаться к началу платформенной стадии и проявления базальтоидного вулканизма вследствие селективного плавления эклогитовых блоков с образованием андезитовых магм послеорогенной стадии по механизму, предложенному Т. Грином и А. Рингвудом (1968).

В Приморье и Нижнем Приамурье максимум проявления базальтового вулканизма приходится на неогеновый период, характеризуя эпоху перехода области завершенной складчатости к платформенному режиму. В эту эпоху сформировались обширные базальтовые плато (Борисовское, Шкотовское, Зевинское, Самаргинское и др.), а также многочисленные

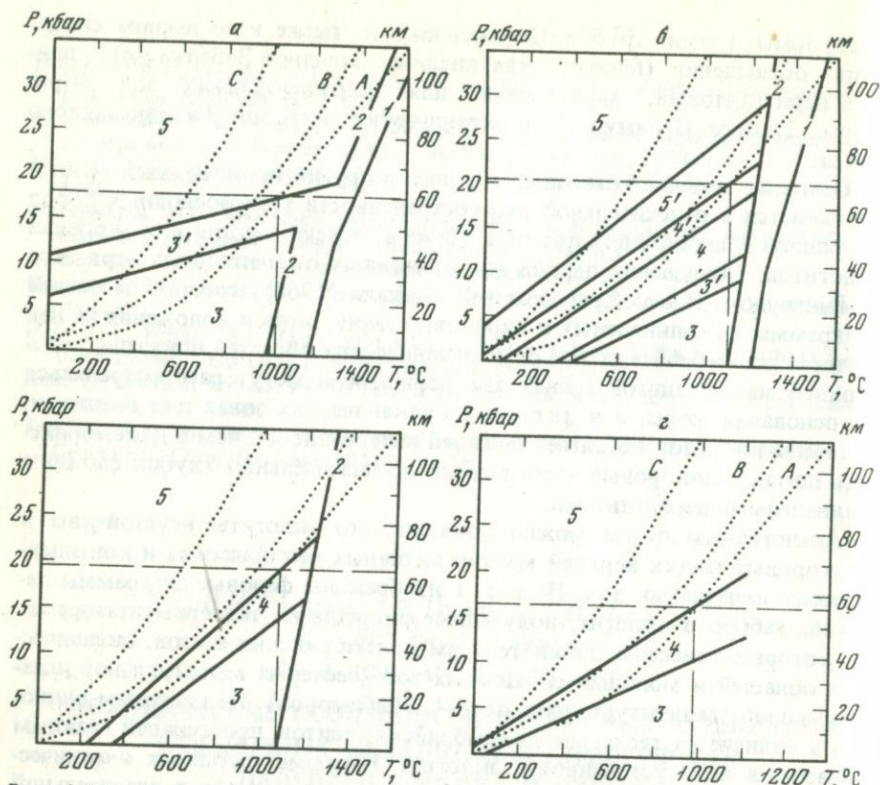


Рис. 1. Поля устойчивости эклогита, гранатового гранулитита и габбро
 а — для базальта (по Йодеру, Тилли, 1965); б — для кварцевого толеита (по Рингвуду, Грину, 1968); з — для щелочного оливинового базальта (по тем же авторам); г — поле гранатового гранулитита; 2 — линия солидуса; 3 — поле габбро или пироксенового гранулитита; 4 — поле гранатового гранулитита; 3', 4' — переходные зоны; 5 — поле эклогита; 5' — поле плагиоклазового эклогита; линии геотерм: А — максимальной платформенной температуры по Е.А. Любимовой (Белоусов, 1967); В — океанических областей; С — докембрийских щитов (по Рингвуду, Мак-Грегору, Бойду, 1968); штриховые линии показывают температуру и давление (глубину) перехода максимальной платформенной геотермы их поля гранатового гранулитита в поле эклогита

обособленные вулканические постройки, сложенные толеитами и андезитобазальтами. Эти породы не несут глубинных перидотитовых ксенолитов, так как материнские очаги толеит-базальтовой магмы возникли в результате плавления габброидных массивов подкорковых частей верхней мантии, и каналы, по которым происходило внедрение базальтовой магмы, проходили главным образом в пределах земной коры. Предполагаемый механизм образования толеитовой магмы хорошо увязывается с широким площадным распространением платобазальтов и относительно невысоким содержанием в толеитах микроэлементов сидерофильного и литофильного профиля (табл. 1).

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в базальтоидах Дальнего Востока и Забайкалья (по Э.Д. Голубевой)

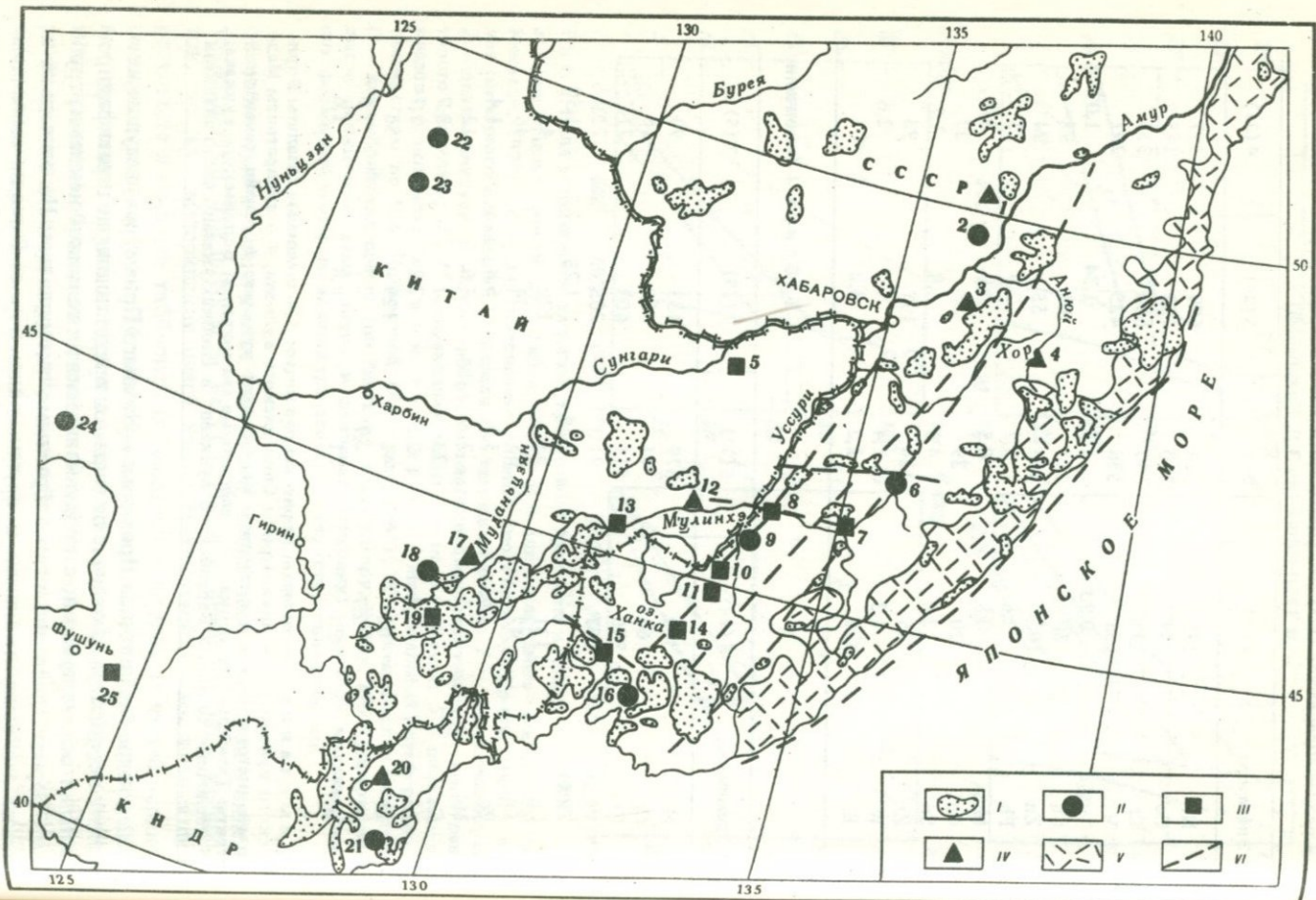
Элементы	1 (33)	2 (17)	3 (24)	4 (31)
Ni	235	328	659	397
Co	39	110	133	145
Cr	238	397	680	335
V	135	536	425	291
Ti(%)	0,90	1,15	1,34	1,07
Cu	50	113	82	98
Zn	105	148	55	94
Pb	2,6	3,7	2,9	3,7
Mo	0,8	0,5	3,9	3,2
Ga	20	39	38	27
Sn	2,0	4,6	3,8	3,7
Zr	45	124	197	98
W	1,3	1,4	4,0	2,6
B	< 1	2,2	3,2	< 1

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Элементы	5 (24)	6 (21)	7 (17)	8 (5)
Ni	369	379	133	93
Co	66	44	50	16
Cr	376	515	409	71
V	167	91	203	72
Ti(%)	1,10	1,54	1,28	1,50
Cu	131	53	120	49
Zn	47	65	54	46
Pb	2,8	3,1	6,8	1,4
Mo	5,3	7,2	5,6	12
Ga	23	23	27	8,7
Sn	2,7	2,6	2,2	1,7
Zr	50	41	129	56
W	2,7	2,7	2,7	1,6
B	< 1	< 1	6,8	1,6

Примечание. 1 — толеиты Борисовского плато; 2 — щелочные базальты Борисовского вулкана; 3 — анкаратриты Свягинского вулкана, 4 — анкаратриты Медвежьей экструзии; 5 — анкаратриты Картунского вулкана; 6 — лейцитовые анкаратриты Татибинского некка; 7 — лейцитовые анкаратриты Болоньского вулкана; 8 — щелочные базальты Бартойского вулкана; в скобках указано число анализов.

Щелочные базальтоиды Приморья и Нижнего Приамурья, несущие ксенолиты лерцолитов, в отличие от толеитов представлены не стратифицированными образованиями, а субвулканическими телами — некками, трубками взрыва, дайками, штокообразными экструзиями. Не совпадают и ареалы распространения тех и других типов пород. Выходы щелочных



базальтоидов не встречены в пределах северных и южных плато Дальнего Востока; они и приурочены в основном к южной и восточной окраинам Западно-Приморской равнины (рис. 2). В пределах этой зоны с юга на север расположены: вулкан Борисовский, экструзивные штоки и некки Свягинский, Медвежий, Лесозаводский, Сальский, вулканы Святогорский и Болоньский. За пределами данной зоны известны пока единичные выходы щелочных базальтоидов. К ним относятся вулкан Картунский, некк Татибинский и другие (см. рис. 2).

Охарактеризованные особенности проявления щелочнобазальтового вулканизма позволяют предполагать его связь с заключительным пароксизмом интенсивных неотектонических движений, которые происходили в конце плиоцена или в начале четвертичного времени после излияния толеитов и выражались в завершении сводового поднятия территории и образовании наиболее глубинных расколов, локализовавшихся по периферии крупных третичных депрессий. Высокие содержания сидерофильных и литофильных микроэлементов в щелочных базальтоидах (см. табл. 1) указывают на то, что образование их происходило в процессе селективного плавления лерцолитового субстрата верхней мантии (Голубева, Говоров, 1973). Если связывать этот процесс с астеносферным слоем (Белосов, 1967), то глубину залегания первичных очагов щелочнобазальтовой магмы можно считать близкой к верхней границе слоя с повышенной электропроводностью, которая, по данным магнитно-теллурических зондирований, в Юго-Западном Приморье проходит на глубине 120–135 км (Копылков, Шауб, 1973).

Территориально и в геологическом отношении к базальтоидной провинции Приморья – Нижнего Приамурья наиболее близка зона базальтоидного вулканизма Западного Забайкалья. Здесь, как и на юге Дальнего Востока, излияния базальтов начались в позднем палеогене, наиболее интенсивно протекали в неогеновом периоде, а в плиоцен-плейстоценовое время постепенно сокращались, локализуясь в пределах немногих одиочных центров (Белов, 1963; Флоренсов, 1970). Поздние излияния и выбросы центрального типа, связанные с формированием Байкальской

Р и с. 2. Карта местонахождений щелочных базальтоидов Дальнего Востока (по Е.П. Денисову)

I – толеитовые базальты; *II* – лейцитовые базальтоиды; *III* – нефелиновые базальтоиды; *IV* – полевошпатовые и другие щелочные базальты; *V* – эффузивы Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса; *VI* – главные разломы и ослабленные зоны. Главные месторождения щелочных базальтоидов с ксенолитами шпинелевых перидотитов: 1 – выход на р. Хунбе; 2 – Болоньский вулкан; 3 – Синдинский вулкан; 4 – выход в верховьях р. Анюй; 5 – нижнесунгарийская группа вулканов; 6 – Татибинский некк; 7 – Картунский вулкан; 8 – Сальский вулкан; 9 – дайка г. Лесозаводска; 10 – экструзии сопки Медвежья, Острая и др.; 11 – Свягинский вулкан; 12 – выход в низовьях р. Мулинхэ; 13 – выход в среднем течении р. Мулинхэ; 14 – Меркушевский вулкан; 15 – вулканы Борисовский и Боевский; 16 – выходы р. Тавричанки; 17–19 – выходы р. Муданьцзян; 20–21 – выходы на севере КНДР; 22 – выход на горе Удаляньчи (область Ухон-Холдонги); 23 – выход на р. Нэмэр; 24 – выходы в верховьях р. Силяохэ; 25 – выходы в районе г. Фушунь

рифтовой зоны (Флоренсов, 1970), имели наиболее щелочной характер (Конев, 1971) и несли глубинные ксенолиты лерцолитов и пироксенитов. К этому типу относится исследованный авторами вулканический выход в бассейне р. Бартой (приток р. Джиды) на юге Западного Забайкалья.

Очевидно, что сравнение валовых анализов перидотитов в силу различия их минерального состава и колебания содержаний отдельных минералов даже в ксенолитах из одного вулканического тела не может выявить ни местных, ни региональных геохимических закономерностей. Поэтому проведенные геохимические сопоставления основываются на сравнении результатов анализа чисто отобранных фракций трех минералов, общих для шпинелевых и гранатовых перидотитов, — оливина, энстатита и диопсида. Образцы ксенолитов из щелочных базальтов Дальнего Востока собраны Э.Д. Голубевой, Е.П. Денисовым и И.Н. Говоровым; из Бартойского вулканического выхода Забайкалья — Е.П. Денисовым; из кимберлитовых трубок Якутии — А.Д. Харьковом и И.П. Илупиным. Содержания всех микроэлементов, за исключением W и Mo, в минералах ксенолитов и вмещающих их вулканитах определялись количественным спектральным методом Э.Д. Голубевой по разработанной ею методике (Голубева, 1972). Спектральные данные по Ti, Cr и Ni корректировались химическими определениями, которые производились Е.А. Лаговской и С.П. Славкиной при полном силикатном анализе минералов. Определение содержаний W и Mo в породах производилось А.П. Гречищевой колориметрическим методом с цинк-дитиолом.

Вычисленные по результатам анализов средние содержания микроэлементов в минералах перидотитовых ксенолитов сведены в табл. 2—4. Сравнивая таблицы между собой, мы видим, что главными конституэнтными примесями оливина являются Ni и Co. Содержания этих элементов понижаются при переходе от оливина к энстатиту и от энстатита к диопсиду. Однако и в последнем Ni сохраняет свое место среди главных примесей. Примеси Cr, V и Ti, нехарактерные для оливина, приобретают конституэнтный характер в энстатите и особенно в диопсиде. Из числа второстепенных примесей для оливина показательны Zn и Ag, для энстатита — Ag, для диопсида — Ag и Ga. Каких-либо закономерностей в распределении других микроэлементов по минералам не отмечается.

Рассмотрим теперь распределение выделенных 8 микроэлементов в каждом из минералов перидотитовых ксенолитов в региональном плане. Как видно из табл. 2—4, для всех трех минералов намечается общая тенденция уменьшения содержаний характерных микроэлементов с юга на север и с востока на запад. Особенно контрастно эта закономерность проявляется в диопсиде, меньше — в энстатите и менее всего — в оливине. Примечательно, что именно в этой последовательности повышается температура плавления минералов.

Отклонения от указанной общей тенденции связаны с особенностями размещения отдельных вулканов и вулканических зон. Так, вулкан Борисовский, хотя и занимает наиболее южное положение в субмеридиональной цепочке щелочнобазальтовых построек Дальнего Востока, но находится несколько западнее главного разлома, контролировавшего размещение вулканических проявлений (см. рис. 2). Соответственно этому содержа-

Таблица 2

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в оливине перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов и кимберлитов Дальнего Востока и Восточной Сибири

Вулканы (некки), трубки	n	Ni	Co	Cr	V	Ti	Cu
Приморье:							
Борисовский	4	2183	204	49	5,6	310	8,3
Свягинский	6	2227	216	104	10	330	20
Медвежий	7	2075	116	25	6,6	370	14
Картунский	12	2066	177	61	10	348	10
Татибинский	5	1140	126	41	4,3	310	21
Нижнее Приамурье:							
Болоньский	2	1300	120	49	8,5	200	16
Забайкалье:							
Бартойский	7	1953	160	59	6,4	94	14
Якутия:							
Мир (перидотит)	16	1666	203	87	5,9	123	9,7
" (оливинит)	5	554	113	30	2,6	108	7,7

Таблица 2 (окончание)

Вулканы (некки), трубки	Zn	Pb	Ga	Sn	Zr	B
Приморье						
Борисовский	61	3,0	2,3	2,6	65	3,7
Свягинский	39	3,4	3,4	4,2	61	5,4
Медвежий	26	2,4	3,2	2,4	72	3,2
Картунский	27	4,1	2,6	2,5	66	6,5
Татибинский	13	1,8	3,9	2,6	79	2,5
Нижнее Приамурье:						
Болоньский	28	2,8	3,2	2,0	90	1,7
Забайкалье:						
Бартойский	21	4,0	3,6	2,9	59	4,1
Якутия:						
Мир (перидотит)	30	2,4	2,7	2,1	54	15
" (оливинит)	12	1,5	2,0	1,5	56	1,0

ния Ni, Co, Cr в оливине, V и Ag в энстатите из ксенолитов этого вулкана несколько ниже, чем в данных минералах из ксенолитов Свягинского вулканического выхода. Картунский вулкан и Татибинский некк, наоборот, удалены к востоку от главного разлома (см. рис. 2), поэтому содержания некоторых элементов (Co и Ag в оливине; V, Ti, Ag в энстатите; Ni, Cr, V, Ag в диопсиде) здесь выше, чем в соответствующих минералах из ксенолитов Медвежьей экструзии.

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в энстатите перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов и кимберлитов Дальнего Востока и Восточной Сибири

Вулканы (некки), трубки	n	Ni	Co	Cr	V	Ti	Cu
Приморье:							
Борисовский	4	1208	120	2068	62	880	7,6
Свиягинский	7	940	93	1980	92	780	15
Медвежий	7	736	66	2318	35	648	16
Картунский	9	655	54	1960	57	727	12
Татибинский	5	613	31	1420	36	609	15
Нижнее							
Приамурье:							
Болоньский	1	680	100	680	22	250	7,9
Забайкалье:							
Бартойский	7	685	81	1496	41	265	16
Якутия:							
Мир	4	588	62	1046	14	166	11

Таблица 3 (окончание)

Вулканы (некки), трубки	Zn	Pb	Ga	Sn	Zr	B
Приморье:						
Борисовский	19	3,5	4,2	2,3	77	2,9
Свиягинский	29	3,4	5,1	2,8	72	4,6
Медвежий	24	1,6	4,9	2,0	82	3,1
Картунский	22	3,0	4,4	2,8	62	5,3
Татибинский	8,8	1,6	3,5	1,8	118	1,9
Нижнее						
Приамурье:						
Болоньский	8,9	1,5	2,5	2,8	125	1,0
Забайкалье:						
Бартойский	18	1,5	4,0	2,6	71	1,0
Якутия:						
Мир	25	1,5	7,2	1,9	36	12

Оливин и энстатит из ксенолитов Бартойского вулканического тела имеют более высокое содержание Ni, Co, Ag по сравнению с минералами ксенолитов Болоньского, Татибинского, иногда и Картунского вулканов. Минералы же перидотитов кимберлитовых трубок более богаты некоторыми элементами (Co, Cr, Ti), чем минералы ксенолитов Бартоя и северных вулканов Дальневосточной зоны. Вместе с тем для кимберлитовой провинции намечается тенденция понижения содержания микроэлементов

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в диопсиде перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов и кемберлитов Дальнего Востока и Восточной Сибири

Вулканы (некки), трубки	n	Ni	Co	Cr	V	Ti	Cu
Приморье:							
Борисовский	1	807	45	6523	250	4000	10
Свиягинский	7	640	74	4264	198	3803	26
Медвежий	4	450	56	3600	110	3480	23
Картунский	6	805	41	5866	358	3497	10
Татибинский	2	530	21	5200	170	2700	14
Забайкалье:							
Бартойский	7	471	26	3097	165	1457	18
Якутия:							
Мир	5	261	25	4340	116	3018	6,3
Сытыканская	2	134	15	2300	20	1640	36

Таблица 4 (окончание)

Вулканы (некки), трубки	Zn	Pb	Ga	Sn	Zr	B
Приморье:						
Борисовский	8,5	1,5	5,6	2,2	71	3,0
Свиягинский	9,8	4,4	5,4	3,0	96	2,2
Медвежий	6,6	3,2	5,9	2,1	108	2,8
Картунский	15	2,3	5,8	1,7	90	2,5
Татибинский	8,3	5,2	4,8	2,0	100	1,5
Забайкалье:						
Бартойский	7,8	4,0	3,6	2,4	74	0,5
Якутия:						
Мир	16	1,5	7,7	1,5	53	1,7
Сытыканская	10	3,8	4,7	1,4	56	0,5

в минералах перидотитов при переходе от трубки Мир к трубке Сытыканской и повышением содержаний, иногда до уровня трубки Мир, в минералах перидотитов трубки Обнаженной.

Сравнение табл. 2—4 с табл. 1 указывает на явную независимость описанных изменений содержаний микроэлементов в минералах ксенолитов от геохимических особенностей самих вмещающих базальтоидов. Это может служить одним из главных доказательств ксеногенности ксенолитов и их принадлежности к субстрату верхней мантии. Охарактеризованные закономерности распределения микроэлементов в лерцолитовом веществе верхней мантии могут быть связаны, по нашему мнению, только с конвекционными течениями. На Дальнем Востоке они, очевидно, существовали в период позднемезозойской складчатости и обуславливали развитие

поздне- и посторогенного магматизма (ранний мел — палеоген) и связанной с ним металлогении. Конвективные потоки имели субмеридиональное направление и ограничивались субширотными глубинными разломами, главным из которых являлся Южно-Приморский шельфовый разлом.

Независимые системы конвекционных ячеек существовали в восточной части Сибирской платформы. С ними были связаны мезозойская активизация Забайкалья, палеозойский и мезозойский циклы кимберлит-траппового вулканизма Якутии. Предположение о генетической связи кимберлитообразования с конвективными потоками вещества верхней мантии впервые высказано В.А. Милашевым (1968, 1971). По его мнению, оба цикла кимберлитового вулканизма укладывались в единый цикл конвекции (от девона до мела), а длина конвективных ячеек при их радиальном расположении охватывала южные, центральные и северные районы развития кимберлитов. Данные, полученные авторами, позволяют предполагать возможность существования двух циклов и соответственно систем конвекции: средне-позднепалеозойского в южных и центральных районах, мезозойского — в северных районах Якутской кимберлитовой провинции.

Главным механизмом, определявшим потерю микроэлементов лерцолитовым веществом по мере его растекания и охлаждения, являлась, по видимому, внутрикристаллизационная диффузия микроэлементов с накоплением их в жидкой базальтической фазе, которая выплавлялась из первичного лерцолита в пределах астеносферного слоя. В пользу этого свидетельствует резко пониженное содержание почти всех микроэлементов в ксенолитах оливинитов (см. табл. 2), которые, по общему признанию, представляют остаточную фракцию селективного плавления первичного мантийного перидотита.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белусов В.В. О строении и развитии тектоносферы материков. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 8. М., "Наука", 1967.
- Бойд Ф.Р., Мак-Грегор И.Д. Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Голубева Э.Д. Статистические методы подбора элементов сравнения при количественном спектральном анализе горных пород и минералов контрастного химического состава. — Журнал прикладной спектроскопии, т. 19, 1972.
- Голубева Э.Д., Говоров И.Н. Геохимические особенности третичных базальтов Приморья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, Дальневосточное изд-во, 1973.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Илушин И.П., Соболев С.Ф., Золотарев Б.П., Лебедев-Зиновьев А.А. Геохимическая специализация кимберлитов различных полей Якутии. — Геохимия, 1974, № 4.
- Ито К., Кеннеди Дж. К. Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит-эклогит. — Геохимия, 1972, № 4.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М., "Мир", 1965.

- Конев А.А. О нефелиновых базальтах Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1971, № 6.
- Копылков В.Р., Шауб Ю.Б. Некоторые результаты опытных магнитно-теллурических зондирований в Приморье. — Геология и геофизика, 1973, № 1.
- Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. Л., "Недра", 1965.
- Милашев В.А. Проблемы кимберлитобразования в верхней мантии Земли. — Учен. зап. НИИГА, регион. геология, 1968, вып. 12.
- Милашев В.А. Закономерности строения Центрально-Сибирской кимберлитовой провинции как отражение процессов эволюции верхней мантии и вероятный состав субстрата. — В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971.
- Рингвуд А.Е., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Рингвуд А.Е., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. — Геология и геофизика, 1972, № 12.
- Флоренсов Н.А. Рифты Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1970.

С. А. Щека

ДВГИ ДВНЦ АН СССР

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ И ВКЛЮЧЕНИЙ В ЭФФУЗИВАХ

Известно, что в большинстве современных моделей глубинного строения Земли в качестве эталона вещества мантии принимается пиролит А.Е. Рингвуда, отвечающий по составу включению шпинелевого или гранатового перидотита в щелочных базальтах и кимберлитах. Однако ряд фактов не позволяет считать включения представителями перидотитового слоя Земли. К ним относятся: а) высокие (до 2 м/сек) скорости погружения гипербазитовых ксенолитов ($d = 3,3 \text{ г/см}^3$) в жидкой ($\eta = 10^{4-5}$ пуаз) базальтовой ($d = 2,5-2,7 \text{ г/см}^3$) магме (Щека, Нарнов, 1975); б) наличие зон дробления, прожилков габброидов и метасоматических пегматоидных пироксенов, секущих включения (Щека и др., 1970б; Щека С.А., Щека Ж.А., 1973); в) специфический характер распределения микроэлементов между сосуществующими минералами (Щека, 1975). Кроме того, парадоксальным кажется тот факт, что выплавляющиеся из натровых (пиролит) перидотитов дунит-гарцбургитовые магмы являются более высокотемпературными, чем субстрат.

Автор предпринял попытку показать сходство и различия минералов базит-гипербазитовых включений и одноименных интрузивов. Материалом для исследований послужили включения из щелочных базальтов Приморья, Гавай, Таити, Антарктиды, Новой Каледонии, Франции, Чехии,

Средние состав ортопироксенов (содержание катионов на 6000 атомов кислорода)

Катионы	1 (19)	2 (20)	3 (6)	4 (12)
Si ⁴⁺	1943	1852	1914	1949
Ti ⁴⁺	3	3	—	2
Al ^{IV}	51	148	80	45
Al ^{VI}	20	58	—	8
Fe ³⁺	29	25	16	32
Fe ²⁺	110	149	158	182
Mn ²⁺	3	4	2	3
Mg ²⁺	1799	1695	1789	1764
Ca ²⁺	30	32	55	11
Na ¹⁺	17	19	13	5
Cr ³⁺	7	10	12	5
f _{общ}	7,3	10,2	8,9	11,0
Al ^{IV} /ΣAl	0,72	0,72	1,00	0,85

Таблица 1 (окончание)

Катионы	5 (3)	6 (11)	7 (7)	8 (11)
	1921	1935	1958	1901
Si ⁴⁺	—	2	2	5
Ti ⁴⁺	79	58	42	92
Al ^{IV}	42	13	40	47
Al ^{VI}	15	17	2	29
Fe ³⁺	169	177	232	192
Fe ²⁺	2	4	6	4
Mn ²⁺	1732	1784	1655	1657
Mg ²⁺	44	32	34	50
Ca ²⁺	—	3	8	5
Na ¹⁺	11	10	15	10
Cr ³⁺	9,6	10,5	12,4	12,4
f _{общ}	0,65	0,82	0,51	0,66
Al ^{IV} /ΣAl				

Примечание: 1-3 — включения; 1 — гранатые перидотиты; 2-3 — шпинелевые лерцолиты из щелочных (2) и толеитовых (3) базальтов; 4-8 — интрузивы: 4 — гранатые перидотиты; 5 — шпинелевые лерцолиты дунит-гарцбургитовой формации; 6 — то же — перидотиты; 7 — шпинелевые лерцолиты габброидного ряда; 8 — то же — перидотиты; 1, 4, 6, 8 — по Н.Л. Добрецову (1972). В скобках указано число анализов.

Средние составы клинопироксенов
(содержание катионов на 6000 атомов кислорода)

Катионы	1 (15)	2 (48)	3 (6)	4 (14)	5 (19)	6 (8)
Si ⁴⁺	1924	1861	1910	1834	1787	1940
Ti ⁴⁺	11	11	—	14	41	7
Al ^{IV}	76	139	86	166	213	60
Al ^{VI}	96	83	—	42	90	49
Fe ³⁺	46	48	13	95	93	15
Fe ²⁺	85	67	86	149	163	70
Mn ²⁺	2	2	2	6	6	2
Mg ²⁺	904	913	1100	857	740	930
Ca ²⁺	710	767	810	812	784	838
Na ¹⁺	122	70	20	30	78	96
K ¹⁺	2	2	—	2	—	—
Cr ³⁺	26	28	18	3	1	20
f _{общ}	12,6	11,2	8,2	22,2	27,4	8,4
Al ^{IV} /ΣAl	0,44	0,63	1,00	0,80	0,70	0,55

Таблица 2 (окончание)

Катионы	7 (5)	8 (15)	9 (3)	10 (12)	11 (14)	12 (10)
Si ⁴⁺	1914	1932	1894	1888	1820	1934
Ti ⁴⁺	2	6	9	12	23	15
Al ^{IV}	86	68	106	112	180	66
Al ^{VI}	43	43	31	41	67	43
Fe ³⁺	13	13	37	44	51	41
Fe ²⁺	70	71	87	94	144	254
Mn ²⁺	—	3	4	3	4	5
Mg ²⁺	1040	947	1056	918	936	854
Ca ²⁺	790	879	718	881	864	744
Na ¹⁺	20	27	37	29	45	26
K ¹⁺	2	—	2	—	—	—
Cr ³⁺	29	17	33	12	5	10
f _{общ}	7,4	10,0	10,5	13,5	21,0	26,6
Al ^{IV} /ΣAl	0,67	0,61	0,77	0,73	0,73	0,61

Примечание: 1–5 – включения: 1 – гранатовые лерцолиты из кимберлитов; 2–3 – шпинелевые перидотиты из щелочных (2) и толеитовых (3) базальтов; 4 – оливин-анортитовые породы; 5 – плагиоклазовые включения по Н.Л. Добрецову (1972); 6–12 – интрузии: 6 – гранатовые лерцолиты; 7 – шпинелевые лерцолиты дунит-гарцбургитовой формации; 8 – то же по Н.Л. Добрецову (1972); 9 – шпинелевые лерцолиты габброидного ряда; 10 – то же по Н.Л. Добрецову (1972); 11 – габброиды габбро-перидотитовой формации; 12 – габброиды докембрийских расслоенных интрузий; 11–12 – по Н.Л. Добрецову. В скобках указано число анализов.

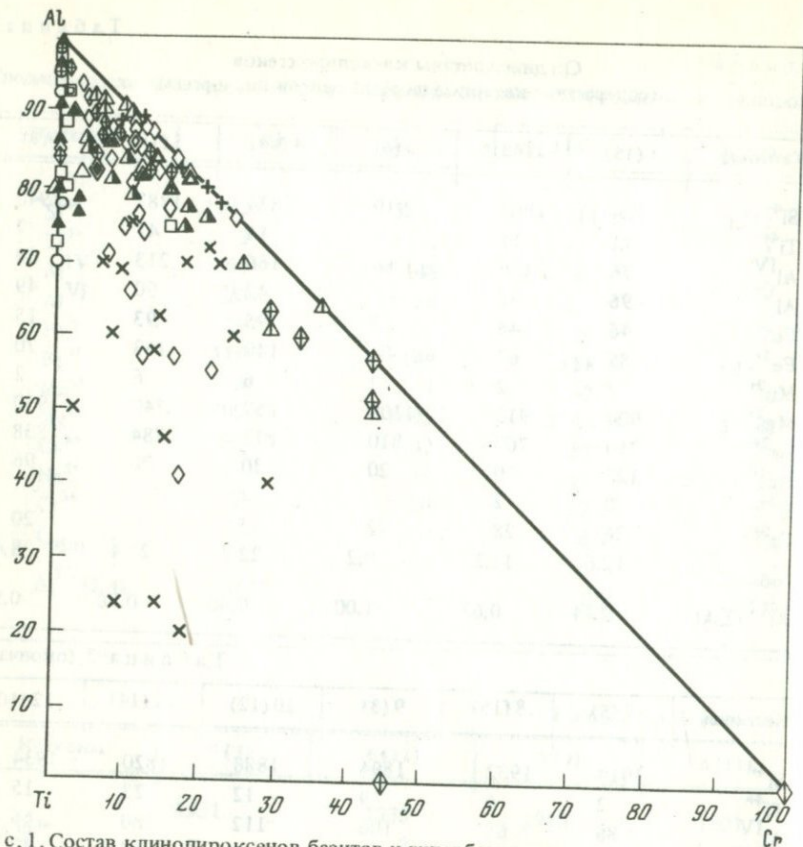


Рис. 1. Состав клинопироксенов базитов и гипербазитов

1-6 - в к л ю ч е н и я: 1 - гранатовые перидотиты; 2-3 - шпинелевые перидотиты из щелочных (2) и толеитовых (3) базальтов; 4 - оливин-анортитового состава; 5 - фенокристы базальтов; 6 - перекристаллизованные ксенокристы из базальтов; 7-10 - и н т р у з и и; 7 - гранатовые перидотиты; 8-9 - шпинелевые перидотиты дунит-гарцбургитовой (8) и габброидных (9) формаций; 10 - габброиды; 11 - лунные породы; 12 - метеориты; 13 - метаморфические породы. Двойной контур характеризует средний состав

Аравийского п-ова из толеитов Камчатки (вулканы Авача, Кихпиньч, Камбальный, Кошелева, Ксудач). Коллекция интрузий представлена образцами из различных формаций Приморья, Камчатки, Станового хребта, Кольского полуострова. Включения гранатовых перидотитов в кимберлитах Якутии охарактеризованы по трем образцам, любезно предоставленным И.Н. Говоровым (см. статью в настоящем сборнике).

Полученные результаты отражены в табл. 1-6 и на рис. 1-5. Ограничимся кратким комментарием, поскольку их детальный анализ дан в работах автора.

По валовому составу оливины из включений в эффузивах имеют аналогов в большинстве гипербазитовых интрузивов, однако средняя их

Составы шпинелей из лерцолитов (содержание катионов на 4000 атомов кислорода)

Катионы	1	2 (40)	3	4 (4)	5
Ti ⁴⁺	9	5	86	1	19
Al ³⁺	940	1769	1181	672	824
Fe ³⁺	114	17	20	82	50
Fe ²⁺	409	206	355	366	523
Mn ²⁺	6	2	10	2	—
Mg ²⁺	587	792	720	659	477
Cr ³⁺	932	210	627	1202	1107
f _{общ}	47,1	22,0	34,3	40,5	57,7
φ	49,4	10,5	34,3	60,5	55,1

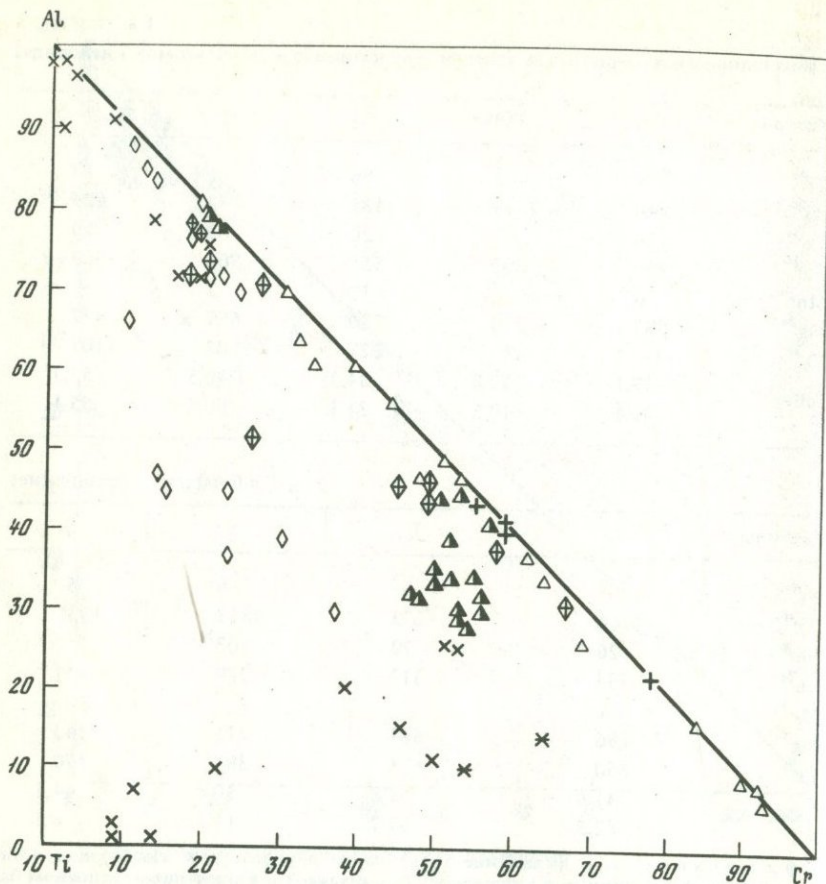
Таблица 3 (окончание)

Катионы	6	7	8	9
Ti ⁴⁺	1	—	6	5
Al ³⁺	1124	1273	1513	1835
Fe ³⁺	26	72	103	—
Fe ²⁺	395	313	229	434
Mn ²⁺	5	—	—	—
Mg ²⁺	596	687	771	543
Cr ³⁺	850	655	384	170
f _{общ}	41,4	35,8	30,0	44,5
φ	42,5	32,7	19,2	8,5

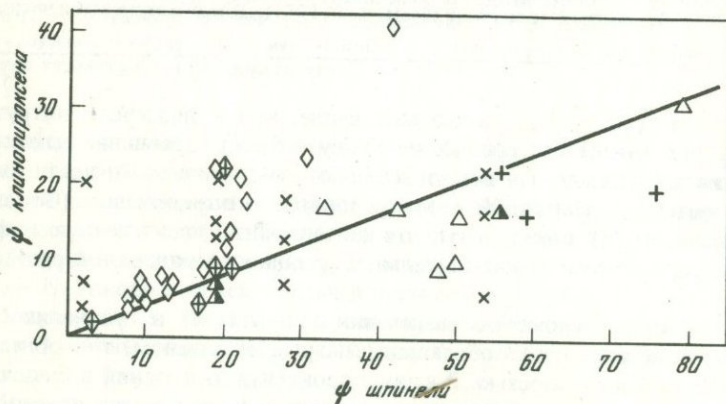
Примечание: 1 — включение гранатового перидотита в кимберлите (Мишашев, 1965); 2 — включения в щелочных базальтах; 3 — включение в щелочном базальте о-ва Гаити; 4 — включения в толеитах; 5—8 — аксессуарные шпинели из интрузий: 5 — Монча, 6 — Камчатка (дунит-гарцбургитовая формация); 7 — Калифорния (Himmelberg, Coleman, 1968); 8 — Лизард, Англия, дунит-троктолитовый массив (Green, 1964), 9 — лунный троктолит (Brett et al., 1973). В скобках указано число анализов.

железистость (10,2% Fa) несколько выше, чем в подобных интрузивных породах (4—9% Fa; среднее по Уралу — 8,5%). Сравнение по малым элементам (Na, Ca, Al, Ti) затруднительно в виду низкой точности химических методик. Имеющиеся микронзондовые определения (Соболев, 1974; Dodd, 1973) показывают, что эти элементы несут ценную информацию о щелочности и окислительных условиях процессов кристаллизации.

Орто- и клинопироксены включений (табл. 1, 2) в сравнении с их интрузивными аналогами обогащены натром и титаном, т.е. обладают более высокой щелочностью. В клинопироксенах включений в щелочных базальтах и кимберлитах существенную роль начинает играть эгириновая компонента. При этом включения в толеитах идентичны породам дунит-



Р и с. 2. Состав шпинелей базитов и гипербазитов
Условные обозначения см. на рис. 1



Р и с. 3. Хромистость ($\varphi = \text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}$) сосуществующих клинопироксена и шпинели.

Условные обозначения см. на рис. 1

Средние содержания элементов-примесей в минералах ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Порода	Минерал	Количество анализов	Ni	Co	V	Cr
Гипербазиты интрузивные	Ol	10	2750	150	7	47
	Нур	10	550	53	55	2200
	Di	15	480	45	315	6800
Включения в толеитах	Ol	10	1800	180	7	85
	Нур	10	655	49	38	2800
	Di	10	517	40	200	6000
Включения в щелочных базальтах	Ol	30	2400	163	11	78
	Нур	30	668	55	52	2400
	Di	30	470	36	270	6900
Оливин-анортитовые включения в толеитах	Ol	15	257	220	12	23
	Di	15	130	39	371	872
Толеиты	Ol	5	516	168	11	66
	Нур	5	210	29	100	80
	Di	5	175	25	405	1400

Таблица 4 (окончание)

Порода	Минерал	Кол-во анализов	Zn	Sn	Ga	Sc
Гипербазиты интрузивные	Ol	10	2,5	7,1	1	15
	Нур	10	66	1,9	3,9	30
	Di	15	15	8,0	3,0	82
Включения в толеитах	Ol	10	36	2,9	2,6	10
	Нур	10	20	3,4	3,0	21
	Di	10	15	2,3	5,1	62
Включения в щелочных базальтах	Ol	30	37	3,1	2,8	10
	Нур	30	20	3,0	5,6	20
	Di	30	14	2,8	5,6	66
Оливин-анортитовые включения в толеитах	Ol	15	81	3,6	3,2	33
	Di	15	22	2,8	11,0	249
Толеиты	Ol	5	55	4,3	18,0	30
	Нур	5	21	2,0		48
	Di	5	26	2,6	11,0	170

Примечание: Здесь и далее: Ol — оливин, Нур — ортопироксен, Di — клинопироксен, Sp — шпинель.

Средние содержания элементов-примесей в шпинелях ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Породы	Количество анализов	Ni	Co	V	Cr
Дунит-гарцбургитовая формация	4	743	65	573	48
Формация расслоенных интрузий	2	980	120	575	22
Включения в толеитах	3	410	180	630	46
Включения в щелочных базальтах	5	1180	128	645	9,2
Бесхромистые шпинели из габброидов	4	405	85	20	0,012

Таблица 5 (окончание)

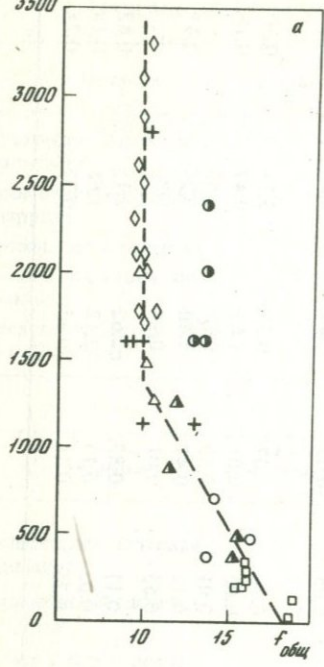
Породы	Количество анализов	Zn	Sn	Ga	Mo
Дунит-гарцбургитовая формация	4	151	4,3	14	1,8
Формация расслоенных интрузий	2	610	8,2	73	1,9
Включения в толеитах	3	550	8,0	18	2,2
Включения в щелочных базальтах	5	780	6,5	48	2,0
Бесхромистые шпинели из габброидов	4	1700	9,0	52	2,0

гарцбургитовой формации, а включения в щелочных базальтах приближаются к аналогам габброидных формаций, отличаясь от них аномальной глиноземистостью. Такой же, иногда более высокой глиноземистостью обладают высокотемпературные (фассаитовые) клинопироксены из эффузивов, габброидов и габброидных включений. Однако в этом случае они являются более железистыми, но менее натровыми, т.е. эти особенности их вызваны более высокой железистостью расплавов, а не их повышенной щелочностью. Эта специфика клинопироксенов из включений в щелочных базальтах более резко подчеркивается характером распределения в них Al, Ti и Cr (рис. 1). На диаграмме видно, что вдоль оси Al — Ti группируются пироксены эффузивов и габброидов, при этом предел замещения алюминия титаном не превышает 30% и лишь в восстановленных лунных пироксенах он расширяется. К оси Al — Cr тяготеют пироксены гипербазитовой формации и малощелочных докембрийских расслоенных интрузий. Предел замещения алюминия хромом (около 25%) расширяется в гранатовых перидотитах, где алюминий "поглощается" гранатом. Наконец, промежуточное положение на диаграмме

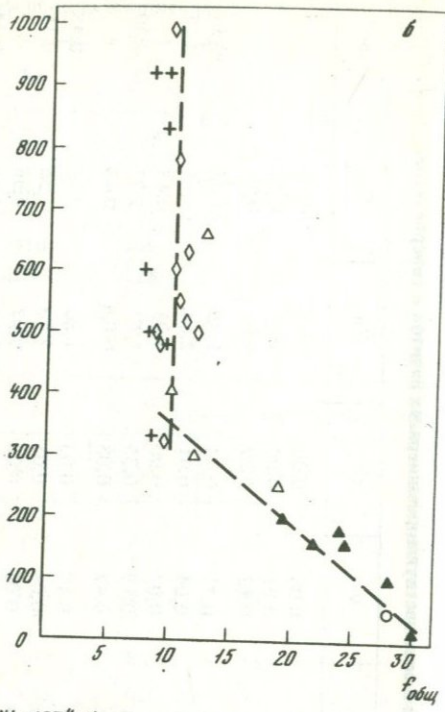
Соотношения содержаний элементов-примесей в сосуществующих минералах базитов и гипербазитов

Породы	Отношения	Ni	Co	V	Cr	Zn	Sn	Sc
Включения гранатовых перидотитов	Ol : Hup	3,30	1,14	0,08	0,00	0,48	0,68	—
	Ol : Di	3,88	1,39	0,01	0,00	1,97	0,38	—
	Hup : Di	1,18	1,22	0,12	0,29	4,06	0,56	—
Включения в щелочных базальтах	Ol : Hup	3,59	2,96	0,21	0,03	1,85	1,03	0,50
	Ol : Di	5,11	4,53	0,04	0,01	2,64	1,11	0,15
	Ol : Sp	2,03	1,27	0,02	0,00	0,05	0,48	—
	Hup : Di	1,42	1,53	0,19	0,35	1,43	1,07	0,30
	Di : Sp	0,40	0,28	0,42	0,08	0,02	0,43	—
Включения в толеитах	Ol : Hup	2,75	3,67	0,19	0,03	1,80	0,85	0,48
	Ol : Di	3,48	4,50	0,04	0,01	2,40	1,26	0,16
	Ol : Sp	4,39	1,00	0,01	0,00	0,07	0,36	—
	Hup : Di	1,27	1,23	0,19	0,47	1,33	1,48	0,34
	Di : Sp	1,26	0,22	0,32	0,01	0,03	0,29	—
Оливин-анортитовые включения в толеитах	Ol : Di	1,98	5,64	0,03	0,03	3,68	1,29	0,13
Гипербазиты интрузивные	Ol : Hup	5,00	2,83	0,14	0,02	0,38	3,74	0,50
	Ol : Di	5,73	3,33	0,02	0,01	1,67	0,47	0,18
	Ol : Sp	3,70	2,31	0,01	0,00	0,17	1,65	—
	Hup : Di	1,15	1,18	0,17	0,47	4,40	0,24	0,37
	Di : Sp	0,65	0,69	0,55	0,01	0,10	1,86	—
Толеиты	Ol : Hup	2,46	5,79	0,11	0,83	2,62	2,15	0,63
	Ol : Di	2,95	6,72	0,03	0,13	2,12	1,65	0,18
	Hup : Di	1,20	1,16	0,25	0,16	0,81	0,77	0,28

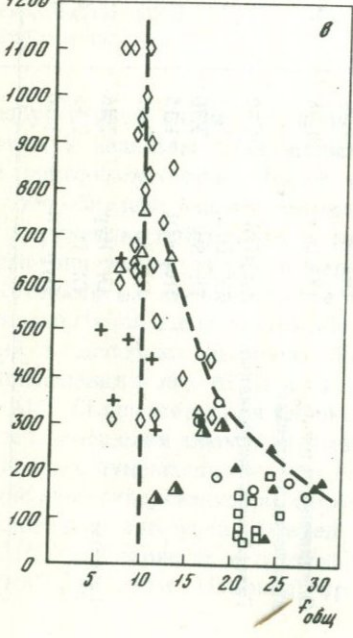
Ni · 10⁻⁴, %
3500



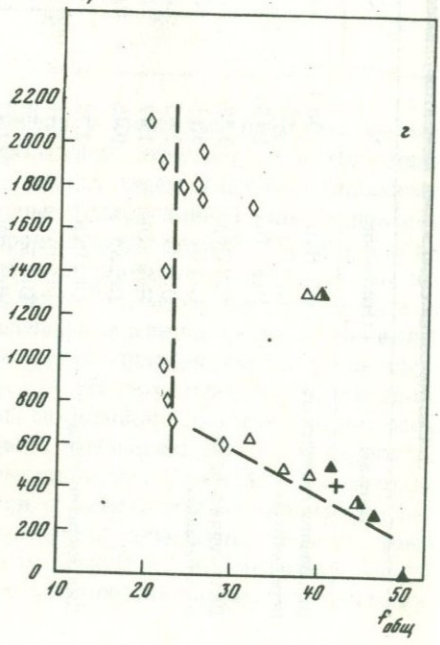
Ni · 10⁻⁴, %



Ni · 10⁻⁴, %
1200



Ni · 10⁻⁴, %



$Ni \cdot 10^{-4}, \%$

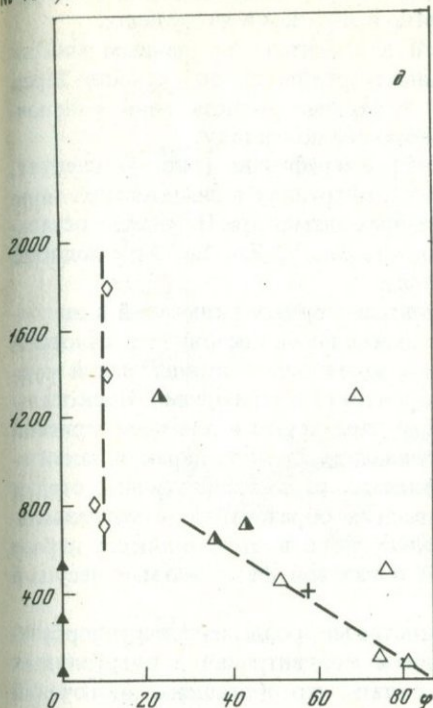


Рис. 4. Содержание никеля

а - в оливинах; б - в ортопироксенах; в - в клинопироксенах; г - в шпинелях различной железистости ($f_{\text{общ}} = Fe/Fe + Mg, \text{ ат. \%}$); д - в шпинелях различной хромистости ($\varphi = Cr/Cr + Al + Fe, \text{ ат. \%}$). Условные обозначения см. на рис. 1

занимают пироксены из шпинелевых и гранатовых включений в щелочных базальтах и кимберлитах и лунные пироксены. Иными словами, спецификой клинопироксенов из включений в щелочных базальтах и кимберлитах является высокая хромистость при высокой натровости и, одновременно, высокая титанистость при повышенной магниальности. В интрузиях эти соотношения противоположны, хотя в высокотемпературных докембрийских интрузивах и намечаются подобные тенденции. Этот факт, а также близость отношения

$Al : Ti : Cr$ во включениях и в лунных пироксенах позволяют предполагать, что состав минералов включений в щелочных базальтах и кимберлитах в известной мере мог быть унаследован от минералов древнего "реголита" Земли, формировавшегося в условиях, близких к лунным. Высокая натровость пироксенов включений в щелочных базальтах и кимберлитах, равно как и в эклогитах, вполне объяснима локализацией гипербазитовых тел и в зонах глубинных долгоживущих разломов, где господствует натровый метаморфизм от сфилитовой до эклогитовой фаций.

Шпинели во включениях, как и в интрузиях, кристаллизуются в заключительные стадии, что обуславливает значительные колебания их состава (табл. 3). Шпинели из толеитовых включений идентичны аналогам из дунит-гарцбургитовых интрузивов, причем хромистость их в жилах выше, чем в акцессорной вкрапленности. Шпинели включений из щелочных базальтов аналогичны акцессорным шпинелям из лунных и земных троктолитов и габброидных гипербазитов. По распределению алюминия, титана и хрома (рис. 2) шпинели из включений в щелочных базальтах попадают в одну группу с акцессорными шпинелями из габброидных гипербазитов. Свообразные богатые титаном шпинели встречаются в щелочных базальтах Тихого океана, однако изоморфный характер титана в них сомнителен.

Отличие условий кристаллизации включений в щелочных базальтах и интрузиях подчеркивается и распределением хрома (рис. 3) между со-

существующими клинопироксеном и шпинелью: во включениях (и в лунных породах) отношение φ_{Di} ; φ_{Sp} всегда выше, чем в интрузивах.

Спецификой минералов включений в толеитах (по данным микрозондовых определений) является многоступенчатая зональность зерен в отношении петрогенных элементов в отличие от включений в щелочных базальтах, где минералы более однородны по составу.

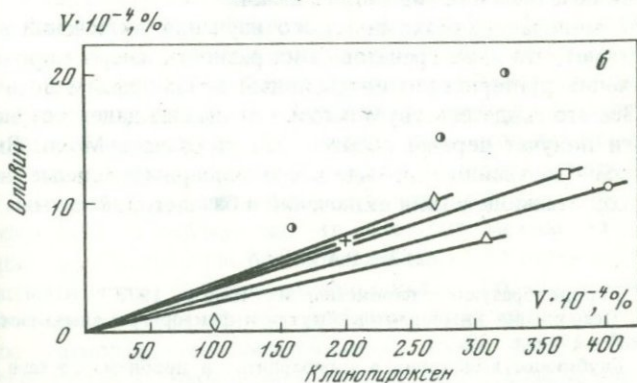
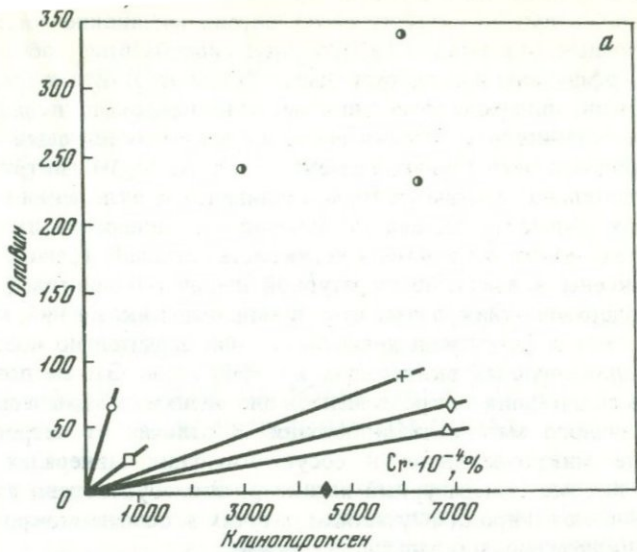
Из приводимых таблиц (табл. 4—6) и графиков (рис. 4) следует, что распределение никеля в эффузивах и интрузиях в значительной мере будет обусловлено поведением петрогенных элементов. Поведение остальных изученных микроэлементов (Co, Cr, Sn, V, Zn, Sc, Ag) подобно никелю (графики в работе не приводятся).

Оливины, пироксены и шпинели ультраосновных включений в щелочных и толеитовых базальтах при относительном постоянстве валового состава характеризуются присутствием аномальных концентраций рудных аксессуаров (Ni, Co, Cu, Zn) и широкими их вариациями. Поскольку те же тенденции в еще большей степени характерны и для ксенокристов этих минералов в эффузивах, испытывающих полную перекристаллизацию во вмещающей магме, эта особенность отражает различные стадии взаимодействия двух резко неравновесных образований — магнезиальных включений и магмы. Немаловажную роль в этом процессе играет взаимодействие холодных включений и газовой фазы магмы, несущей рудные компоненты.

Нижний предел содержаний большинства микроэлементов в гипербазитовых включениях совпадает с уровнем концентраций в интрузивных аналогах. Исходя из этого, следует считать, что обогащение включений микроэлементами происходит при своеобразном отжиге их в высокотемпературной базальтовой магме. В случае принадлежности включений к отторженцам перидотитового слоя Земли можно ожидать обеднения их микроэлементами как вследствие выплавления из них базальтовых магм, так и под влиянием более восстановительных условий (Dodd, 1973). Даже немногочисленные данные по гранатовым перидотитам подтверждают последнее предположение.

По характеру распределения микроэлементов между сосуществующими минералами (рис. 5) включения занимают промежуточное положение между интрузивами и эффузивами, что вполне согласуется с явлениями их перекристаллизации. Выявляется возможность использования пары оливин—клинопироксен в качестве геотермометра. При этом следует отметить, что микроэлементы оказываются более чувствительными к высокотемпературной перекристаллизации, чем петрогенные элементы, которые часто сохраняют низкотемпературное распределение (например, включения Авачи). Распределение элементов-примесей в оливин-анортитовых включениях и во вмещающих базальтах одинаково, что свидетельствует о родственности этих пород.

Исследование поведения элементов-примесей в минералах показывает, что использование этого критерия для оценки геохимической специализации магм и мантии по крайней мере для базит-гипербазитов невозможно. Минералы шпинелевых включений Приморья, Камчатки, Тихого океана, Антарктиды, Франции, Аравийского п-ва, никеленосных, хромитонос-



Р и с. 5. Распределение хрома (а) и ванадия (б) между сосуществующими минералами

Условные обозначения см. на рис. 1

ных и титаноносных интрузий не различаются значимо по содержанию микроэлементов.

В большинстве случаев геохимическая и металлогеническая специализация, установленная по анализам пород, отражает или характер фракционирования магм (валовый состав, выделение рудных минералов), или наложенный гидротермальный метаморфизм. Пределы же вхождения микроэлементов в минералы определяются в основном термодинамическими условиями.

Таким образом, по содержаниям петрогенных элементов породы включений имеют интрузивных аналогов: гранатовые перидотиты —

аналогичные интрузии (или древние эффузивы); шпинелевые включения в толеитах — дунит-гарцбургитовую формацию; шпинелевые включения в щелочных базальтах — габброидные гипербазиты; габброидные включения — эффузивы или интрузивные габброиды. В отличие от интрузивных аналогов, минералы включений имеют незначительно повышенные натровость и титанистость, что связано с влиянием вмещающей магмы.

По соотношению петрогенных элементов (Na, Al, Mg) от интрузивных аналогов значительно отличаются только шпинелевые включения в щелочных базальтах. Близость состава их минералов и минералов включений в кимберлитах может объясняться перекристаллизацией граната в шпинель и пироксены в высокотемпературной щелочно-базальтовой магме.

Уровни содержания микроэлементов в минералах включений, как правило, выше, чем в интрузивных аналогах; они значительно возрастают в перекристаллизованных включениях из эффузивов. Это не позволяет использовать содержания микроэлементов для оценки геохимической специфики первичного материала включений. В отличие от петрогенных, распределение микроэлементов в сосуществующих минералах включений носит высокотемпературный характер; это обусловлено их высокой подвижностью и широким участием летучих в обмене микроэлементами между включением и базальтовой магмой.

Результаты минералого-геохимического изучения включений в эффузивах показывают, что даже гранатовые их разности имеют коровых аналогов. Включения претерпевают интенсивный метаморфизм во вмещающей магме. Все это свидетельствует о том, что мы еще далеки от момента, когда геологи получают первый образец из-под раздела Мохо. Вместе с тем необходимы дальнейшие, прежде всего экспериментальные, исследования процессов взаимодействия включений и базальтовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Добрецов Н.Л.* Породообразующие пироксены. М., "Наука", 1972.
- Малышев В.А.* Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. — Труды НИИГА, 1965, т. 139.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Щека С.А.* Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в сосуществующих минералах базитов и гипербазитов. — В сб.: Проблемы региональной геохимии и минералогии. Владивосток, 1975.
- Щека С.А., Нарнов Б.А.* О возможности транспортировки ультраосновных ксенолитов базальтовыми расплавами. — В сб.: Геохимия и методы исслед. минерал. сырья Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Щека С.А., Щека Ж.А.* Новая находка хромистого амфибола. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4.
- Щека С.А., Макарова Ж.А., Лаговская Е.А.* Петрографо-геохимические особенности включений основных и ультраосновных пород в эффузивах в связи с проблемой их генезиса. — Материалы III Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, 1969.
- Щека С.А., Чудакова Ю.С., Кувакин Г.В.* Об оливин-анортитовых включениях вулкана Кихпиньч (Камчатка). — В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении сев.-зап. сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970а.
- Щека С.А., Сахно В.Г., Макарова Ж.А., Лаговская Е.А.* О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах вулканов Авачинской группы. — В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении сев.-зап. сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970б.

- Brett R., Gooley R.C., Dowty E., Prinz M., Keil K. Oxide minerals in lithic fragments from Luna-20 fines. — *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1973, v. 37.
- Dodd R.T. Minor element abundances in olivines of the Sharps (H-3) chondrite. — *Contribs. Mineralogy and Petrology*, 1973, v. 42, No 2.
- Green D.H. The Petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. — *J. Petrology*, 1964, No. 1.
- Himmelberg G.R., Coleman R.G. Chemistry of primary minerals and rocks from the Red Moutain — Del Puerto ultramafic mass, California. — *Geol. Surv. Res. Special Paper*, 1963.

Г.П. Авдейко, Г.П. Пономарев, К.А. Скрипко

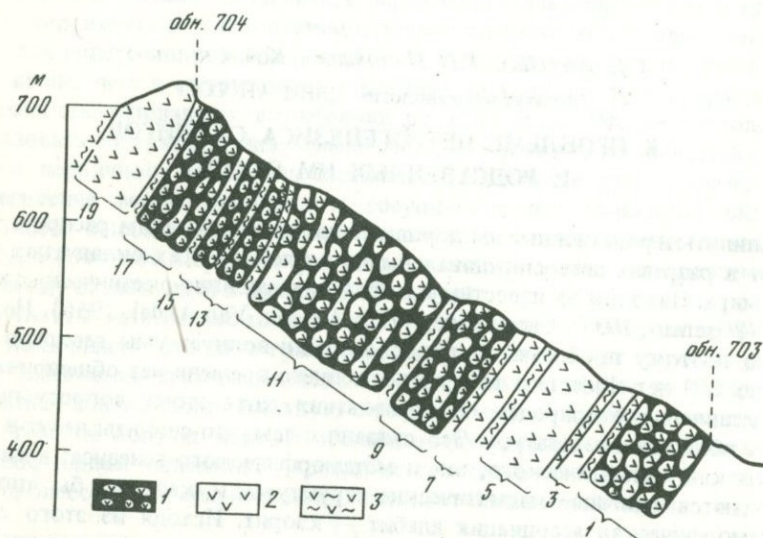
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

К ПРОБЛЕМЕ ПЕТРОГЕНЕЗИСА СПИЛИТОВ И РОДСТВЕННЫХ ИМ ПОРОД

Спилиты и родственные им породы пользуются широким распространением в разрезах эвгеосинклинальных комплексов всех складчатых поясов мира. Находки их известны и в пределах срединно-океанических хребтов (Wiseman, 1937; Cann, Vine, 1966; Melson, Van Andel, 1966). Не случайно поэтому проблема их происхождения волнует умы геологов уже около 150 лет. Вместе с тем до настоящего времени нет общепринятых представлений о природе их образования, хотя этому вопросу посвящена обширная литература. Это связано с тем, что спилиты несут в себе черты как магматического, так и метаморфического генезиса: в них наблюдаются типичные магматические структуры и, казалось бы, типично метаморфическая ассоциация альбит — хлорит. Исходя из этого существуют две группы гипотез, предполагающих первичное (магматическое, позднематическое, автометаморфическое, с большим или меньшим участием морской воды или поровой воды подстилающих осадков) или вторичное (регионально-метаморфическое) происхождение спилитов. При этом исследователи, придающие первостепенное значение минералогическому составу, неизбежно приходят к метаморфическим представлениям, тогда как сторонники первичного происхождения спилитов аргументируют свои взгляды их магматическими структурами, но сталкиваются с трудностями объяснения образования низкотемпературной ассоциации альбита и хлорита. Многообразие существующих точек зрения наиболее полно отражено в недавно вышедшем сборнике *Spilites and spilitic rocks* (1974).

Нами проводилось детальное изучение спилитов в разрезах эвгеосинклинального комплекса палеоген-неогенового возраста в районе бухты Лаврова (Северо-Восточная Камчатка). Общая характеристика кремнисто-вулканогенной формации этого района, положение спилитов в разрезе, их петрографические и петрохимические особенности описаны нами ранее (Авдейко и др., 1973; Вулканогенно-кремнистые..., 1974). Наиболее детально были опробованы разрезы эффузивной толщи лавровского комплекса в районе лагуны Средней (рисунок) и по берегу бухты Лавро-

ва (Вулканогенно-кремнистые..., 1974, разрез IX на рис. 10). В этих разрезах в каждом из моноклитных потоков проводилось сплошное опробование нижних 1–2 м и верхних 0,5–1 м потока, промежуточные пробы брались через 3–5 м. В каждом из потоков подушечных (шаровых) лав опробовались подушки из подошвы и кровли потока и, в зависимости от мощности, несколько подушек по разрезу. В каждой из этих подушек пробы брались из корки закалки, толщина которой достигает 2–3 см. 2 пробы непосредственно под коркой, в верхней и нижней частях подушки, из центра подушки и 2–4 пробы из промежуточных зон.



Разрез эффузионной толщи лавровского комплекса в районе лагуны Средней
 1 – подушечные лавовые потоки; 2 – моноклитные лавовые потоки; 3 – туфы и туфогенно-осадочные породы основного состава. Цифры на рисунке – номера выделенных слоев

Проведенные нами детальные исследования моноклитных и подушечных потоков, а также отдельных подушек позволили выявить закономерные структурно-текстурные, плотностные, минералогические и петрохимические неоднородности, которые объясняются разной скоростью и соответственно длительностью остывания различных зон. Время остывания моноклитных и подушечных лавовых потоков, а также отдельных подушек было оценено нами ранее (Авдейко и др., 1973, 1976).

В зонах быстрого остывания, на поверхности подушечных потоков или их порций, шары и подушки размером до 1,5 м практически однородны и, как в зоне закалки, так и в более глубоких частях, представляют собой порфириты с идиоморфными фенокристаллами основного, обычно сосюритизированного, плагиоклаза (около 20%), свежего авгита (до 3%) и сравнительно однородной хлоритовой или хлорит-эпидотовой основной массы с редкими микролитами плагиоклаза и мелкими зернами пироксе-

на. В центре подушек иногда наблюдаются зачатки раскristаллизации основной массы — смена апоголигиалиновой структуры вариолитовой.

В зонах длительного остывания, в центральных и нижних частях тех же самых потоков, подушки принципиально иные. Сразу же под тонкой (1–2 см) коркой закалки, которая почти ничем не отличается от корки закалки шаров из зоны быстрого остывания, в них отмечена интенсивная раскristаллизация, характеризующаяся появлением большого количества (до 30%) тонких микролитов плагиоклаза II генерации и до 10% мелких зерен пироксена. Здесь же появляются многочисленные игольчатые беспорядочно ориентированные микролиты рудного минерала. При этом на расстоянии 3–5 см наблюдается последовательная смена гиалиновой структуры корки закалки вариолитовой, метельчатой и интерсертальной. Характерно, что плагиоклаз здесь в микролитах и в фенокристаллах представлен сравнительно свежим альбитом или альбит-олигоклазом, т.е. на расстоянии 3–5 см порфирит зоны закалки сменяется типичным спилитом.

В зонах длительного остывания нами были выявлены два типа подушечных тел, различающиеся степенью раскristаллизации в центральных частях. В крупных подушках и линзах мощностью более 1,5 м как сразу под коркой, так и в центральных частях тела наблюдается хорошая раскristаллизация основной массы, вплоть до микродиабазовой структуры. Зерна рудного минерала в этой зоне имеют таблитчатую форму. В подушках другого типа, опробованных в непосредственной близости от первых, центральные части подушек оказались почти так же плохо раскristаллизованными, как породы зоны закалки, и представляли собой порфирит с вкрапленниками сосюритизированного основного плагиоклаза, тогда как промежуточная зона была представлена типичным хорошо раскristаллизованным спилитом. Это обычно наблюдается в сравнительно не крупных подушках с размером по короткой (вертикальной) оси до 1–1,2 м.

Между этими двумя крайними типами, выявленными в зоне длительного остывания, имеются постепенные переходы. Например, есть подушки, центральная часть которых раскristаллизована несколько хуже, чем промежуточная зона, но является спилитом, т.е. породой, плагиоклаз которой представлен альбитом. Постепенные переходы как в отношении степени раскristаллизации основной массы, так и в отношении состава плагиоклаза вкрапленников наблюдаются и между участками быстрого и длительного остывания. В переходной области основная масса в центре и промежуточной зоне подушек раскristаллизована хорошо, но вкрапленники представлены сосюритизированным основным плагиоклазом.

Закономерная смена степени раскristаллизации основной массы и состава плагиоклаза наблюдается и в монолитных потоках лав. Выше зоны закалки в подошве потока наблюдается последовательная смена структур от гиалиновой в корке закалки до микродиабазовой на расстоянии 2–3 м от подошвы, аналогичная наблюдаемой в подушках из зоны длительного остывания. Так же как и там, порода здесь представлена типичным спилитом, т.е. плагиоклаз вкрапленников и микролитов в ней — свежий альбит. В центральных частях потоков структура основной

массы диабазовая, а к кровле потока степень раскристаллизации постепенно уменьшается вплоть до гиалиновой структуры основной массы. Однако плагиоклаз вкрапленников и микролитов выше 2—3-метровой зоны развития спилитов представлен сначала загрязненным альбитом, а затем сосюритизированным основным плагиоклазом. Иными словами, снизу вверх по разрезу потока наблюдается постепенная смена типичных спилитов спилитизированными диабазами и диабазами палеотипного облика.

Таким образом, спилиты, состоящие главным образом из плагиоклаза альбит-олигоклазового состава, авгита и хлорита, представляют собой петрографическую фацию и в пределах единого геологического тела (такого, как подушка, подушечный или моноклитный поток лав) сосуществуют с частично спилитизированными породами и палеотипными базальтами и диабазами, изначально основным плагиоклаз в которых сосюритизирован или частично альбитизирован.

В изученных разрезах спилиты и сосуществующие с ними палеотипные и спилитизированные основные эффузивы имеют очень простой минералогический состав: они состоят из плагиоклазов, моноклинного пироксена, хлорита и рудного минерала. В тех участках, где породы подверглись вторичным преобразованиям и содержат прожилки, сложенные кварцем, кальцитом, эпидотом и другими минералами, эти минералы присутствуют и в прилегающей к прожилкам породе. В контактово-измененных породах, у контакта с дайками, было отмечено полное замещение вкрапленников пироксена хлоритом. Таким образом, мы, по крайней мере качественно, можем отделить процесс первичного становления спилитов от вторичных преобразований, если таковые имеются.

Совершенно очевидно, что отмеченные выше структурно-текстурные и минералогические неоднородности строения моноклитных и шаровых потоков лав не могут быть объяснены с позиций регионального или гидротермального метаморфизма, так как метаморфизм либо равномерно затронул бы все части лавовых потоков и при этом альбитизация была бы равномерно-пятнистой, либо наибольшему метаморфизму подверглись бы зоны наибольшей проницаемости: приконтактные части потоков, трещины, внешние зоны подушек. Однако именно в тех частях потоков, где, с точки зрения метаморфической природы спилитов, можно было бы ожидать наибольшую альбитизацию плагиоклазов — в верхних частях потоков моноклитных и подушечных лав и в корках закалки всех подушек — плагиоклаз основной, иногда совершенно неизменный. Напомним, что в потоках подушечных лав спилиты занимают определенную позицию не только в отдельной подушке, но и в потоке: в промежуточных и частично в центральной зонах подушек из длительно остывающих частей потоков.

С позиций регионального метаморфизма невозможно также объяснить, почему одинаковые по степени раскристаллизации лавы из нижних частей моноклитных потоков представлены типичным спилитом со свежим альбитом, а из верхних частей тех же потоков — диабазом палеотипного облика с сосюритизированным основным плагиоклазом.

И уж никаким метаморфизмом нельзя объяснить закономерности строения отмеченного выше типа подушек из зон длительного остывания,

в которых центральная часть, так же как и корки закалки, представлена палеотипным базальтом со слабо раскристаллизованной основной массой, а промежуточная зона — спилитом с большим числом микролитов II генерации. При этом часто наблюдается, что нераскристаллизованное ядро располагается ближе к нижней, чем к верхней поверхности подушки, иногда вплоть до почти полного исчезновения нижней промежуточной зоны при одновременном увеличении верхней промежуточной зоны. Иными словами, наблюдается отсадка нераскристаллизованного ядра.

Как низкая степень раскристаллизации основной массы ядра, так и отсадка его свидетельствуют о том, что ядро в подушках этого типа затвердевает раньше, чем промежуточная зона, а отсадка его связана с несколько большей плотностью (на $0,02-0,07 \text{ г/см}^3$). Так, в одной из подушек отсевшее ядро имеет плотность 2,765, а промежуточная зона в верхней части — 2,697–2,719, в нижней — 2,743–2,748.

Любопытные особенности были выявлены нами при изучении количественно-минералогического состава шаровых спилитов из зон длительного остывания. Наибольшее содержание вкрапленников плагиоклаза наблюдается в корке закалки. Непосредственно под коркой объемное содержание вкрапленников плагиоклаза резко уменьшается в 1,5–2 раза, а в центральных частях шара плавно увеличивается, но не достигает их содержания в корке закалки.

Так, в одной из подушек размером $105 \times 150 \times 210 \text{ см}$, расположенной в 3–4 м от подошвы потока, т.е. в зоне длительного остывания, количество вкрапленников плагиоклаза в верхней и нижней частях корки закалки составляет 17,8%; в 1 см от корки количество их резко уменьшается до 10,8%, сохраняется на этом низком уровне — 10,6–11,3% — в пределах всей промежуточной зоны, а в центральной части подушки увеличивается до 15,1%. В другой примерно такой же подушке размером $110 \times 160 \times 210 \text{ см}$ в 3 м от подошвы 75-метрового потока подушечных лав наблюдались примерно такие же соотношения: 21,9% вкрапленников плагиоклаза в корке закалки, 11,8–13,5% — в обширной промежуточной зоне и 18,9% — в отсевшем нераскристаллизованном ядре этого шара.

Уменьшение объемного содержания вкрапленников плагиоклаза в промежуточной зоне вызвано уменьшением как размеров вкрапленников, так и общего их числа. Так, в обеих рассмотренных выше подушках средняя площадь фенокристалла плагиоклаза в корке закалки составляет $0,73-0,8 \text{ мм}^2$, отдельные кристаллы достигают $2 \times 0,5 \text{ мм}$, в промежуточной зоне площадь зерен в 1,5–2 раза меньше (в среднем $0,5 \text{ мм}^2$, в отдельных шлифах $0,4-0,6 \text{ мм}^2$); в ядре вкрапленники несколько крупнее, чем в промежуточной зоне, но мельче, чем в корке, — $0,6-0,7 \text{ мм}^2$. Среднее число зерен вкрапленников на 1 см^2 шлифа в корке закалки первой подушки — 25, в ее промежуточной зоне — 21, в ядре 26–28. Во второй подушке в корке закалки и ядре содержится 28–29 зерен вкрапленников на 1 см^2 , в промежуточной зоне — 18–21.

Объясняя это явление, мы исходим из того, что в корке закалки было зафиксировано то количество вкрапленников и те их размеры, которые были в расплаве в момент излияния. Уменьшение среднего размера и чис-

ла вкрапленников (а следовательно, и общего их объема) в промежуточной зоне может быть объяснено частичной резорбцией фенокристаллов, имевшей место после отвердевания корки закалки. Однако, по-видимому, резорбция не является единственной причиной различий размеров и числа вкрапленников в разных зонах подушек, так как уменьшение общего объема фенокристаллов плагиоклаза во внутренних зонах по сравнению с коркой закалки, хотя и в значительно меньшем масштабе, было отмечено нами также и в некоторых быстро остывающих подушках, где трудно предположить резорбцию.

Нами были изучены и вариации химического состава пород в пределах различных зон монолитных и подушечных лавовых потоков (Авдейко и др., 1973, 1976, рис. 2; Вулканогенно-кремнистые..., 1974, табл. 3). Изменения состава по зонам подушек закономерны и далеко превосходят аналитические ошибки. Наиболее яркой чертой является повышенное содержание кремния и натрия и пониженное содержание кальция в зонах развития типичных спилитов (хорошо раскристаллизованные зоны подушек) по сравнению с корками закалки и центральными частями тех же подушек. В быстро остывающих подушках содержание кремнезема и натра во внутренних их частях практически однородно или слегка увеличивается к центру, содержание кальция при этом слегка убывает. В корках закалки подушек обоих типов, помимо того, наблюдается заметный вынос кремнезема и натрия и привнос калия. С выносом кремнезема из периферических частей подушек, по-видимому, связано образование ящм, часто выполняющих промежутки между подушками. Изменение содержания ряда компонентов является кажущимся. Например, изменение содержания глинозема — всего лишь отражение изменений содержания кремнезема.

Мы пока не можем дать стройное объяснение всем особенностям распределения элементов. Однако закономерный характер изменения их содержаний по зонам подушек свидетельствует о том, что во внутренних частях подушек он обусловлен первичным перераспределением элементов во время их остывания и кристаллизации. Можно полагать, что радиальные перемещения от периферии к центру и наоборот вызваны наличием градиента температуры и градиентов химических потенциалов в этой многофазной водно-силикатной смеси, возникающей при излиянии расплава на морское дно. На значительное перераспределение воды, щелочей и других элементов под влиянием градиента температуры и давления в остывающем магматическом расплаве обратил внимание Дж. Кеннеди (1957). Рассматривая термобародиффузию как основной механизм перераспределения химических элементов в остывающем магматическом теле (подушка, монолитный поток), можно принять, что средний состав подушек (исключая корку закалки) в первом приближении отвечает составу изливающегося расплава. Отмеченный выше факт выноса части кремнезема и натра из внешних частей подушек свидетельствует о первично высоком содержании натрия в расплаве.

Таким образом, в изученных лавовых потоках наблюдаются закономерные изменения минералогического состава, степени раскристаллизации, структуры, плотности пород и их химического состава. Что же это

за процессы, при которых возможно более раннее отвердевание центральных частей подушек и даже их отсадка? Почему в одних и тех же потоках и даже отдельных подушках наблюдается как свежий альбит, так и основной плагиоклаз, сосюритизированный или даже неизмененный? Чем может быть вызвана предполагаемая резорбция плагиоклаза?

Мы полагаем, что причиной возникновения этих особенностей являются специфические условия остывания и кристаллизации расплава при глубоководных излияниях лав.

Известно, что существенное влияние на температуру кристаллизации расплава, вязкость, диффузионные подвижности ионов и молекул и другие физико-химические свойства оказывает вода, растворенная в расплаве (Кадик и др., 1971). В частности, повышение парциального давления воды до 2 кб (порядка 4% H_2O в расплаве базальта — см.: Кадик и др., 1971, табл. 22) приводит к понижению температуры солидуса примерно на $170-190^{\circ}$ (Йодер, Тилли, 1965, рис. 27-30). В системе альбит — вода при повышении парциального давления воды до 2 кбар температура плавления альбита понижается на 300° (Goranson, 1938, p. 84). В свете этого единственным подходящим объяснением более раннего отвердевания центральных частей подушек, по отношению к их промежуточным зонам, может быть бóльшая концентрация воды и щелочей в периферических частях подушек.

Увеличение концентрации воды и щелочей в периферических частях магматических тел в данном типе подушек, в соответствии с представлениями Дж. Кеннеди (1957), может происходить вследствие диффузии от более нагретой центральной части к периферии. Эта диффузия вызвана различием химических потенциалов, возникающих при наличии градиента температур. Дж. Кеннеди предполагал также увеличение концентрации воды в краевых частях магматического тела путем диффузии воды в расплав из нагретых им окружающих водонасыщенных пород. Подробно этот процесс был рассмотрен Ссадецки-Кардошем (1961) под названием "трансвапоризация" (пропаривание).

Дополнительным источником воды для монолитных и подушечных потоков являются поровые иловые воды, а для подушечных потоков, кроме того, — вода, "законсервированная" в межшаровых промежутках. Увеличение концентрации воды и щелочей в краевых частях подушек вызывает понижение температуры солидуса, и может возникнуть такая ситуация, когда находящаяся при более высокой температуре, но более бедная водой и щелочами центральная часть подушки затвердевает раньше, чем обогащенная водой периферическая часть.

В обогащенной водой периферической части, в результате понижения температуры кристаллизации, ранее выделившийся плагиоклаз вкрапленников оказывается неустойчивым и частично резорбируется, переходя в расплав; микролиты I генерации при этом, по-видимому, резорбируются полностью. Дальнейшее понижение температуры приводит к кристаллизации обильных микролитов II генерации. На этом этапе происходит также частичное дорастание вкрапленников, в том числе образование на их гранях, главным образом на третьем пинакоиде, щеток и гребней из микролитов плагиоклаза.

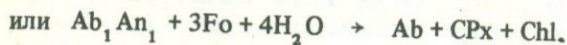
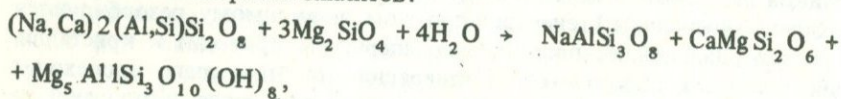
При объяснении закономерного распределения в монолитных и подушечных потоках и в отдельных подушках зон, представленных типичным спилитом, частично спилитизированным базальтом и палеотипным базальтом, в основу положены следующие наблюдения.

1. В быстро охлажденных корках закалки из верхних частей потоков плагиоклаз основной и обычно не подвержен вторичным изменениям, т.е. при быстром остывании плагиоклаз сохраняет свой первоначальный состав.

2. Плагиоклаз корок закалки, которые после их обособления подверглись вторичному разогреву во внутренних частях потоков подушечных лав, интенсивно сосюртитизирован. Интенсивной сосюртитизации подвергся также плагиоклаз из внутренних зон быстро остывающих подушек и из быстро отвердевших центральных частей некоторых длительно остывающих подушек. Таким образом, термальное воздействие и пропаривание в заведомо отвердевшей породе ведет к сосюртитизации плагиоклаза без выноса анортитового компонента. Практически мгновенное отвердевание корки закалки при обособлении подушек не подлежит сомнению. В дальнейшем она, по-видимому, не испытывала вторичного расплавления. Более раннее, по сравнению с промежуточными зонами, отвердевание центральных частей подушек, до прихода туда фронта пропаривания было показано выше.

3. И, наконец, в хорошо раскристаллизованных промежуточных зонах длительно остывающих подушек плагиоклаз представлен свежим альбитом, в то время как в корках закалки и в некоторых центральных частях тех же подушек он сосюртитизирован. Следовательно, в промежуточной зоне, куда фронт пропаривания, т.е. повышения содержания воды, приходит, как мы полагаем, когда порода находится еще в расплавленном состоянии, создаются условия для полной альбитизации плагиоклаза с выносом анортитового компонента. Увеличение содержания воды и щелочей в этой зоне приводит к понижению температуры и увеличению времени кристаллизации расплава, к значительному снижению его вязкости и соответственно к увеличению диффузионной подвижности компонентов. Этим можно объяснить и отсадку ранее отвердевшего ядра подушки, и значительно большую степень раскристаллизации основной массы в промежуточной зоне, и, наконец, полный вынос из плагиоклаза продуктов деанортитизации. Однако ни значительное увеличение содержания воды, ни даже некоторое увеличение концентрации натрия в промежуточной зоне сами по себе не могут привести к кристаллизации микролитов альбита из расплава и (или) к полному замещению ранее выделившихся вкрапленников и микролитов основного плагиоклаза альбитом. Каков же механизм процесса альбитизации плагиоклаза, т.е. как образуются спилиты?

Г.С. Йодером мл. (1971) предложена следующая схема образования трех главных минералов спилитов:



Здесь предполагается, что деанортитизация первичного основного плагиоклаза обусловлена связыванием в хлорит алюминия из анортитовой составляющей. Параллельно с этим кальций анортитовой составляющей входит в состав моноклинного пироксена. При низких значениях P_{H_2O} эта реакция возможна лишь в субсолидусе в связи с инконгруентностью плавления хлорита в этих условиях. При более высоких значениях P_{H_2O} возможно плавление хлорита без разложения (Йодер, 1971, стр. 130) и, следовательно, протекание этой реакции в расплаве. Чистота альбита в спилитах промежуточных зон, при наличии в заведомо ранее отвердевших зонах тех же подушек сосюритизированного плагиоклаза, указывает на то, что альбитизация произошла в условиях интенсивного массообмена, возможно, в расплаве. Первичное выделение хлорита из остаточного расплава, обогащенного железом, ранее доказывал М.Х. Батти (1963, стр. 140). Однако сопоставление кривых кристаллизации базальтов при различных значениях P_{H_2O} (Йодер, Тилли, 1965, рис. 27–30) с кривой устойчивости хлорита (Йодер, 1971, рис. 90) показывает, что условия для магматического образования хлорита и, следовательно, альбитизации в расплаве по схеме Г.С. Йодера (мл.) могут возникнуть лишь при P_{H_2O} более 5 кбар. Трудно предположить, что достижение такого высокого парциального давления воды возможно вследствие дополнительного вхождения воды в расплав, о котором говорилось выше, несмотря на то, что при кристаллизации из расплава безводных минералов возможно дальнейшее увеличение парциального давления воды в остаточном расплаве в 2–3 раза, в соответствии с количеством выделившейся кристаллической фазы. Впрочем увеличение парциального давления воды до 5 кбар в остаточном расплаве можно было бы допустить при условии, что выравнивание P_{H_2O} в системе происходит медленнее, чем его повышение в остаточном расплаве в результате кристаллизации.

Таким образом, объясняя образование спилитов, т.е. возникновение парагенезиса альбита и хлорита, мы находимся перед дилеммой. Если мы примем, что альбитизация плагиоклаза и образование хлорита происходят в субсолидусе, то нам будет трудно объяснить, почему при тех же, если не более высоких температурах и в течение столь же длительного периода остывания плагиоклаз центральной части подушек, находящийся в заведомо отвердевшей основной массе, не альбитизируется, а сосюритизируется. Однако возможность образования ассоциации альбита с хлоритом в субсолидусе по приведенной выше реакции не исключена, и альбитизацию в одном, а сосюритизацию в другом случае можно было бы объяснить различной подвижностью компонентов в зависимости от содержания воды в переохлажденном расплаве — стекле. С другой стороны, предполагая, что хлорит и альбит образуются в равновесии с расплавом, мы вынуждены допустить значительное повышение парциального давления воды.

В любом из этих случаев тем не менее нет никаких оснований привлекать для объяснения образования спилитов и родственных им пород процессы регионального метаморфизма. Изложенные выше данные сви-

детельствуют о том, что образование спилитов и сосуществующих с ними спилитизированных и палеотипных базальтов происходит в процессе остывания лав, в позднемагматическую стадию при решающем влиянии процесса трансвапоризации (пропаривания) при подводных излияниях лав. Только наличие двух условий: длительности остывания и высокого парциального давления воды приводит к образованию типичных спилитов. В быстро остывающих зонах либо при недостаточно высоком парциальном давлении воды возникают палеотипные базальты с сосюритизированным плагиоклазом. Между спилитами и палеотипными базальтами наблюдаются постепенные переходы через частично спилитизированные породы.

С этих позиций становится понятным, почему среди пород, драгированных с ложа океана, спилиты крайне редки, что послужило Д.С. Коржинскому (1962) основанием для отнесения спилитов к метаморфическим породам и отрицания явлений трансвапоризации и альбитизации в результате взаимодействия базальтовых лав с морской водой. Редкая встречаемость спилитов среди лав ложа океана объясняется тем, что при драгировании, как правило, поднимаются лавы из верхних частей потоков, где нет условий для образования спилитов.

В заключение отметим, что со спилитами не следует отождествлять породы, испытывавшие регионально-метаморфические преобразования фации зеленых сланцев, близкие к спилитам по химическому и минералогическому составам, но отличающиеся от них метаморфическими структурами и текстурами и, как правило, более сложным минералогическим составом: помимо альбита и хлоритов в них широко развиты карбонаты, актинолит, эпидот, пумпеллиит, цоизит, пренит, цеолиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Самойленко Б.И. Особенности кристаллизации и дифференциации шаровых спилитов. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Самойленко Б.И. Кристаллизация и дифференциация шаровых спилитов района бухты Лаврова (Восточная Камчатка). — Труды II Советско-Японского симп. по геодинам. проекту. М., "Наука", 1976.
- Батти М.Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. — В сб.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
- Вулканоогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Йодер Г.С. мл. (Yoder H.S., Jr.). Спилиты и серпентиниты. — В сб.: Экспериментальная петрология и минералогия. Труды Геофиз. лаб. Ин-та Карнеги в Вашингтоне, вып. 63–65 (1964–1966 гг.). М., "Недра", 1971.
- Йодер Г.С. мл., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М., "Мир", 1965.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Коржинский Д.С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 9.

- Ссадецки-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенезиса. — В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Cann J.R., Vine F.I. An area on the crest of the Carlsberg Ridge: petrology and magnetic survey. — Phil. Trans Roy. Soc. Lond., Ser. A, 1966, v. 259, No 1099.
- Goranson R. Silicate-water system, phase equilibrium in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ systems at high temperatures and pressures. — Am. J. Sci., 1938, 5th ser., v. 35.
- Melson W.G., van Andel T.J.H. Metamorphism in Mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude. — Marine Geology, 1966, v. 4.
- Spilites and spilitic rocks. Berlin, Springer, 1974.
- Wiseman J.D.H. Basalts from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. Scient. Rep. John Murray Exped. British Museum (Natural History), 1937, v. 3, No 1.

К.Н. Рудич

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МАЛОГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Сведения о малоглубинных или субвулканических магматических образованиях появляются в литературе не так уж редко. И все же разными авторами они интерпретируются неоднозначно. По-видимому, большое разнообразие форм проявления, обусловленное причинами тектонического характера, и в связи с этим богатые вариации текстуры и структур, отчасти даже разнородность пород, в некоторых случаях затрудняют определение их истинного положения. Между тем им свойственны свои особенности, обусловленные прежде всего их геологическими позициями. Обычно становление малоглубинных магматических образований, как это следует из самого определения их, происходит на небольшой глубине, точнее — вблизи поверхности, в местах обильной разгрузки газовой составляющей. Большой частью они проявляются на стыке разных структур, где обычно имеются всевозможные закрытые полости. Последние заполняются преимущественно кислым (и вязким) магматическим расплавом. Этим же определяется и морфология малоглубинных тел.

Среди малоглубинных магматических образований можно выделить небольшие массивы, становление которых происходило в течение короткого времени. Это одноактные тела и отличаются они однородностью состава. Другие тела характеризуются многоактным становлением (полифациальные тела), связанным с пульсационным поступлением расплава. В последнем случае может быть отмечена и некоторая неоднородность пород, обусловленная процессами, которые происходят в самой интрузивной камере.

Причина, способствующая проникновению расплава в верхние структурные этажи, заключается в том, что формирование малоглубинных тел обычно совпадает с максимумом тектонической активности подвижных областей. Этим же можно объяснить и однородность состава пород, ко-

торая присуща иногда даже большим массивам, поскольку в таких условиях расплав быстро заполнял камеры. Легко допустить, что образование всевозможных побочных ответвлений от массивов в виде протяженных апофиз, дайкообразных тел, межпластовых инъекций и т.д. также объясняется ослабленностью верхних структурных этажей тектонической активностью. Все это и способствовало проникновению расплава в побочные полости и трещины.

Такие тектонически активные зоны большей частью прослеживаются на стыке разных структурных элементов. В подобных шовных сочленениях разных структур, как правило, имеющих длительное развитие, отмечаются неоднократно повторяющиеся дизъюнктивные нарушения, в результате чего и возникают близповерхностные камеры и всевозможные полости. Этому способствует и разнообразие механических свойств разновозрастных стратиграфических комплексов, в неодинаковой степени испытывающих воздействие процессов тектогенеза.

Таким образом, в зависимости от тектонической обстановки становление малоглубинных тел сводится к следующему: заполнение расплавом (путем одно- и многократного поступления) камер, образовавшихся вблизи поверхности; заполнение полостей, возникших вследствие кальдерообразного опускания осадочной толщи; образование массивов путем последовательного наращивания их, причем каждым последующим импульсом расплав подается ближе к поверхности, вплоть до выхода на нее; формирование локальных очагов во время кристаллизации расплава; этими очагами нередко заполняются мелкие побочные полости.

Механизм кристаллизации малоглубинных образований, вероятно, близок к схеме, предложенной Дж. Кеннеди (1957), когда водяные пары мигрируют от центра массива к его периферии. По-видимому, этим же объясняется и преобладание в большинстве случаев в центральных частях таких малоглубинных массивов (особенно имеющих крупные размеры) полнокристаллической структуры пород с весьма ограниченным количеством вкрапленников.

Важной особенностью малоглубинных тел является слабое проявление гибридности и ассимиляции (нередко даже при большом объеме) внедряющихся масс. Это позволяет получить представление о первичном магматическом расплаве, в небольшой степени измененном в процессе формирования этих магматических образований.

Разнообразие степени кристалличности пород малоглубинных магматических образований зависит также от глубины нахождения расплава, его объема, скорости миграции к поверхности и быстроты остывания. При прослеживании сверху вниз по разрезу апикальная часть тела характеризуется почти стекловатыми породами, затем со слабо намеченной раскристаллизацией, далее тонкозернистыми породами с мелкими, едва различимыми порфиоровыми выделениями. И лишь на глубине 400—500 м появляются породы с порфиоровой структурой и стекловатым базисом. А еще глубже основная масса в таких породах имеет тонкозернистое сложение, появляются и резко порфиоровые структуры с разновеликими выделениями вкрапленников. Далее следуют полнокристаллические породы с преобладающим объемом вкрапленников и подчиненным мелко-

зернистым базисом. Встречаются и полнокристаллические разности пород, сходные по своему облику со структурами интрузивов умеренных глубин.

Важное значение имеет размер вкрапленников, особенно основной массы, где они не превышают нескольких десятых миллиметра. Одним из руководящих признаков малоглубинных пород является количество порфировых разностей их. В породах тел, которые залегают на глубине до одного км, их более 50%, тогда как глубже двух километров количество порфировых разностей не превышает 10–20%.

В неразрывной связи с этим находится и микроструктура пород малоглубинных тел. В наиболее близких к поверхности породах характерны фельзитовая, а также сферолитовая структуры. Встречаются разновидности с микропегматитовой и графической структурами. Они сопровождаются веерообразными формами кварцевых ихтиоглиптов. В более глубоких частях, в породах малоглубинных тел отмечается зарождение блочных микропегматитов, а также мирмекитовые сростки кварца и полевых шпатов.

Вероятно, этим же объясняются и некоторые текстурные разновидности пород, особенно тонкоплитчатая и пластовая в апикальных частях массивов, а по контакту с вмещающей толщей — тонкополосчатая и совмещенная с ней флюидально-плойчатая.

Поведение вкрапленников в малоглубинных телах, особенно плагиоклазов, обладающих значительной информативностью, так же своеобразно. Так, в них отмечается наличие второго поколения этих минералов, а также переменное количество их в разных участках массивов. Характерна большая разница между модальным и нормативным составом плагиоклазов, резко выраженная зональность, в том числе и обратная, а также наличие сложных двойников и разнообразных законов двойникования.

В некоторых частях массивов наблюдается обильная гематитизация пород. Зоны ее прослеживаются протяженными полосами и на десятки метров в глубину. По-видимому, это обусловлено высоким кислородным потенциалом расплава, формировавшего эти массивы.

Малоглубинным магматическим образованиям придается важное значение и потому, что они, располагаясь в верхних структурных этажах, являются промежуточным звеном между эффузивными и плутоническими породами, имея в ряде случаев сходство с теми и другими. В связи с этим подобные образования обладают значительной информативностью, поскольку между всеми этими породами иногда прослеживаются взаимопереходы. Но это же обстоятельство, при отсутствии четких границ, создает и некоторые трудности. В связи с этим целесообразно указать на имеющиеся между малоглубинными, эффузивными и плутоническими образованиями различия.

Отличия малоглубинных тел от эффузивов проявляются в их форме залегания: в виде массивов, куполовидных выступов, межпластовых интрузий и др., из чего следует, что они образовались путем внедрения, а не излияния расплавов. Контакты этих тел, за редким исключением, крутые, указывают на секущий характер. В них почти всегда отсутствуют и туфы. К минералогическим различиям относится увеличение количе-

ства аксессуарных минералов — сфена, магнетита, титаномагнетита, апатита и некоторых других; более отчетливо выраженная резорбция полевых шпатов; в некоторых случаях — повышенная степень окисления железа, более полная раскристаллизация пород.

Породы малоглубинных тел отличаются от плутонических пород. Прежде всего их относительно низкой кристалличностью, богатством вариаций структур, слабым воздействием на вмещающую среду. Важным признаком являются переменные соотношения между минеральными компонентами, главным образом между темноцветными силикатами, на магматической стадии кристаллизации. С уменьшением глубины заметно убывает количество водосодержащих железо-магниевого силикатов и возрастает объем безводных. Это связано с резким перепадом давления и температуры в расплавах, неизбежным в близповерхностных условиях, в которых обычно и формируются малоглубинные тела. Быстрое охлаждение расплава в сочетании с малым давлением водяного пара вызывает указанные изменения.

Все вышеизложенное относится к малоглубинным магматическим образованиям закрытых камер, при формировании которых расплав не проникал на дневную поверхность.

Встречаются среди этих образований и такие, которые имеют непосредственную связь с вулканистами. Они менее характерны, чем описанные малоглубинные тела, но в общей сложности объемы их довольно значительны.

Проявляется эта разновидность малоглубинных тел в тех же структурах, в которых происходит и вулканическая деятельность, формируются те и другие в большинстве случаев одновременно. Размеры тел этой разновидности, как правило, невелики (штоки, лакколлиты, куполовидные выступы и другие).

Как велики объемы малоглубинных или субвулканических образований? Если судить по палеовулканическим областям и, в частности, по Уралу, то объемные соотношения их с вулканическими образованиями примерно будут равны, а в некоторых случаях даже превосходят последние (Червяковский, 1972). Но и в других регионах объемы малоглубинных образований достаточно велики. В настоящее время трудно назвать такой регион, где бы эти магматические образования отсутствовали — Казахстан и Средняя Азия, Кавказ и Закавказье, Карпаты и Закарпатье, Приморье и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и многие другие — они все в большей степени выявляются в областях молодой и современной вулканической деятельности, в том числе и Курило-Камчатском поясе. Ими же изобилует Северо-Восток нашей страны, сведения о них многократно появлялись в печати, в том числе и зарубежной.

Разумеется, распространение малоглубинных образований не ограничивается пределами нашей страны. Они столь же часто встречаются и в регионах зарубежных стран, о чем свидетельствуют многочисленные публикации о них.

Здесь не приводится перечень работ, в которых в той или иной степени их особенности. Однако количественные соотношения показывают, как

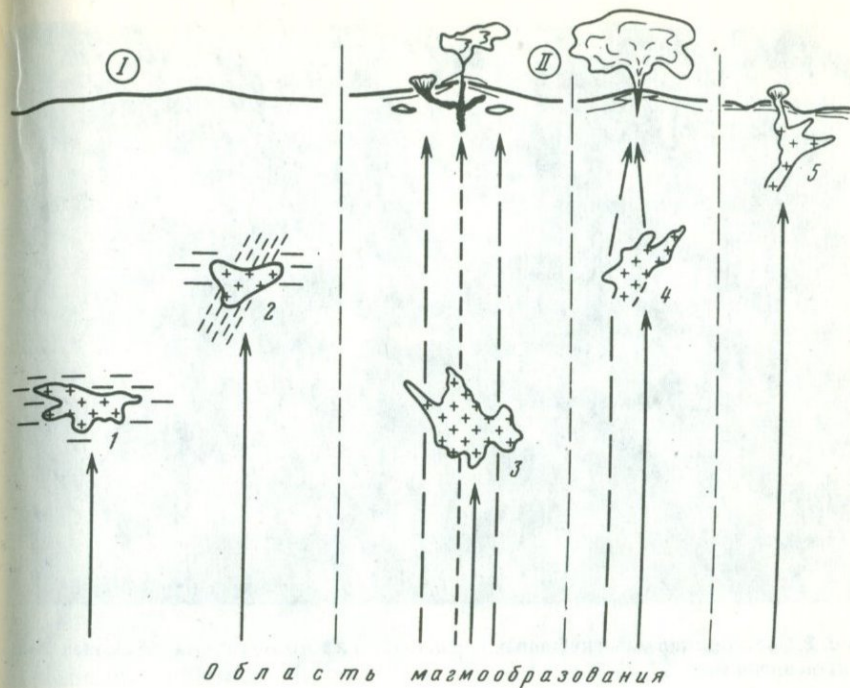


Рис. 1. Типы малоглубинных магматических образований

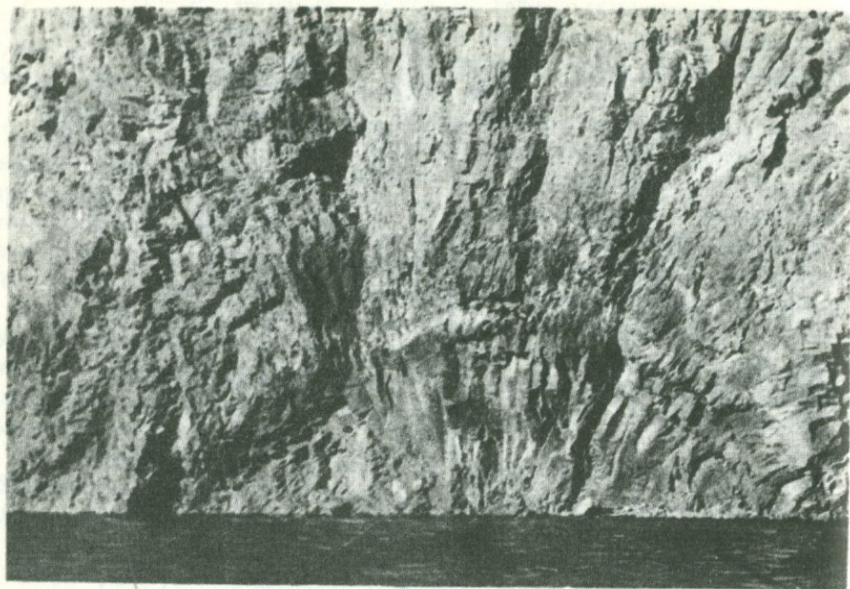
I — закрытых камер; II — связанных с вулканической деятельностью; пояснения в тексте

велика роль малоглубинных образований в магматическом комплексе.

Отметим, что малоглубинные образования отличаются большим разнообразием форм проявления. Различаются они и в генетическом отношении. Но все их разнообразие можно свести к двум типам: становление одних из них происходит в закрытых камерах, без выхода расплава на дневную поверхность, другие же тесным образом связаны с вулканической деятельностью.

На схеме (рис. 1) представлены обе упомянутые разновидности. Тип I, разновидность 1 — это малоглубинный интрузив закрытой камеры, породы которого имеют полнокристаллический облик. К этому же типу принадлежит и разновидность 2. Этот интрузив размещен несколько ближе к поверхности и отличается от первого тем, что породы его менее раскристаллизованы, различия между основной массой и вкрапленниками более контрастны.

Тип II (тот же рис.) характеризуется сложным соотношением с вулканами. Разновидность 3 расположена на том же уровне, что и разновидность 1 (тип закрытых камер), но раскристаллизация пород в ней выражена в меньшей степени. По-видимому, это связано с более быстрым отделением газовой составляющей. Малоглубинный массив и вулкани-



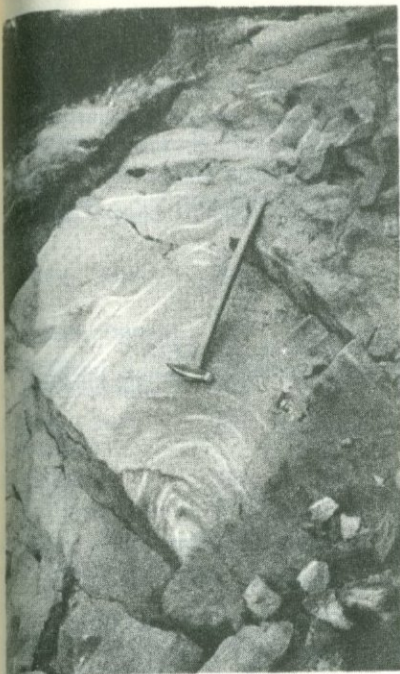
Р и с. 2. Соотношение малоглубинных пород одного и того же состава, но разных импульсов внедрения;
пояснения в тексте

ческая постройка связаны с одним и тем же магматическим очагом, но последняя опередила в своем становлении интрузивный массив. Разновидность малоглубинных тел 4 либо совмещена по времени с образованиями вулканической постройки, либо же несколько опережает ее становление. Разновидность 5 формируется вблизи поверхности. По существу экструзии в данном случае являются фрагментами близповерхностных малоглубинных тел.

Приведем некоторые сведения по одному из малоглубинных массивов, сложенному дацитами. Он расположен на Северо-Востоке СССР в бассейне Индигирки и пересекается Большим Ущельем ее. Массив хорошо отпарирован, поэтому во многих местах раскрывается его строение.

В некоторых обнажениях выясняются интереснейшие детали становления массива, образованного несколькими импульсами (рис. 2). В осадочную толщу был внедрен дацитовый расплав, образовавший массив на глубине 600—800 м от поверхности.

По-видимому, кровля была относительно плотной, поскольку порода массива оказалась раскристаллизованной, хотя и с микрористаллическим базисом. В дальнейшем, после некоторого перерыва, когда в массиве появилось множество трещин, произошло повторное внедрение, но меньшего масштаба. Расплав этого импульса застыл на большей глубине от поверхности, но порода в нем оказалась менее раскристаллизованной. Вероятно, это связано с тем, что внедрение про-



Р и с. 3. Флюидально-плойчатая текстура пород малоглубинного массива вблизи контакта его с осадочной толщей

Р и с. 4. Породы малоглубинного интрузива, брекчированные по контакту с осадочной толщей

изошло в среду с сильной трещиноватостью, способствовавшей быстрому отделению летучих из расплава, а значит, и столь же быстрому остыванию последнего.

Породы массива в общем случае имеют порфировую структуру, иногда резко выраженную, и разнообразные текстуры, среди которых преобладают столбчатая и тонкоплитчатая. Но с приближением к контакту облик структур и текстур меняется: очень ярко выражена флюидально-плойчатая текстура со слабо раскристаллизованным, полустекловатым обликом пород (рис. 3). Иногда дациты содержат обломки из вмещающей толщи. Еще ближе к контакту и по самому стыку массива с осадочной толщей породы его брекчированы и тоже имеют стекловатый облик (рис. 4). В полосе контакта в дацитах содержится множество обломков из осадочной толщи, в некоторых случаях сохраняющих слоистость.

Описываемый массив сильно расчленен эрозийными процессами. Но на его поверхности хорошо отпрепарированы куполовидные выступы, морфология которых обусловлена полостями, в свое время заполненными расплавом, сформировавшим эти выступы.

Эти особенности одного из малоглубинных массивов Северо-Востока СССР присущи и многим другим местам этого региона.

Таким образом, малоглубинные или субвулканические магматические образования несут свои характерные черты, позволяющие различать их среди множества других магматических комплексов. Подобные образования очень широко распространены и присущи почти всем регионам. Поскольку малоглубинные тела обладают богатой информативностью, это имеет важное значение для познания магмообразования в целом. Не менее важен и практический аспект, поскольку с ними нередко ассоциируются те или иные рудопроявления.

ЛИТЕРАТУРА

- Кеннеди Дж. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., "Наука", 1972.

Л.Л. Петров, О.Н. Волинец, Л.Л. Леонова, А.П. Хренов

Институт геохимии СО АН СССР, Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФТОРА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КАМЧАТКИ И КУРИЛ

Эффузивные породы Курильской островной дуги и Камчатки представляют исключительный интерес для исследования закономерностей распределения элементов в вулканическом процессе. Определяется это тем, что для четвертичных пород этих районов, в сравнении с более древними эффузивами других районов, четче и определеннее устанавливаются взаимоотношения пород, характер и последовательность протекания процессов. Идеальным в этом смысле является материал по современным наблюдаемым извержениям. Особый интерес к вулканическим породам Курил и Камчатки связан также с их хорошей сохранностью, что особенно важно при изучении закономерностей распределения летучих компонентов в эффузивах, так как известно (Friedman, Harris, 1961; Noble, 1967), что при гидратации в породе основной массы происходит частичная потеря галогенов (вынос фтора может составить половину первоначального количества).

Содержания фтора в вулканических породах определялись спектральным методом, подробно изложенным в работе В.Р. Огнева и Л.Л. Петрова (1972). Правильность методики неоднократно проверялась при анализе различных стандартных образцов. Были использованы некоторые из американских стандартных образцов новой серии (G-2, AGV-1, BCP-1), образцы гранита (GM) и известняка (KN) Центрального геологического института ГДР, образцы миеасита (МИВ-1) и диабазы (ДИМ-1) ИГЕМ, а также образцы траппа (СТ-1А), альбитизированного гранита (СГ-1А) и эссексита (СГД-1А), включенные в раздел "Стандартные образцы" Государственного реестра под номерами 519-74, 520-74, 521-74. Систе-

Средние содержания и интервалы содержаний фтора (г/т) в четвертичных и современных лавах Камчатки и Курил

Разновидности пород	Камчатка			Курилы		
	\bar{C}	\bar{C}_{\min} - \bar{C}_{\max}	n	\bar{C}	\bar{C}_{\min} - \bar{C}_{\max}	n
Все породы	415	120-910	87	573	110-1100	80
Базальты субщелочные	592	120-910	9	593	230-1100	72
Кроме субщелочных	394	170-710	78	390	110-700	8
Андезито-базальты	399	200-600	21	440	170-710	18
Андезиты	333	180-620	34	363	150-660	37
Андезито-дациты	358	75-720	37	236	160-300	5
Дациты и липарито-дациты	364	100-820	69	384	170-630	4
Липариты	359	70-910	80	-	Нет данных	-

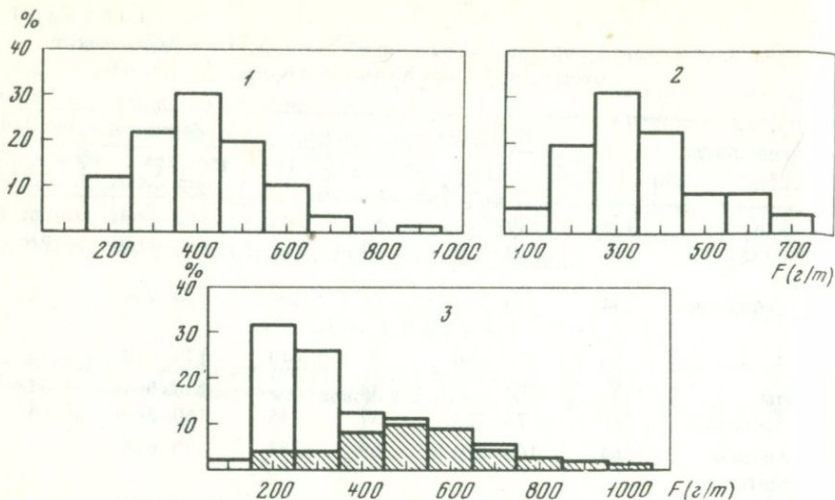
Примечание: \bar{C} - среднее арифметическое; \bar{C}_{\min} - \bar{C}_{\max} - минимальное и максимальное значения концентрации в выборке; n - число проб.

математических отклонений по результатам анализа стандартных образцов не установлено.

Фактические данные о распределении содержаний фтора в эффузивах Камчатки и Курил представлены в табл. 1.

Анализ этих данных показывает, что средние содержания фтора в породах одного и того же петрохимического типа очень близки, независимо от проявления их на Камчатке или Курилах. Так, среднее содержание фтора в андезитах Камчатки составляет 333 г/т, а в андезитах Курил - 363 г/т, для андезито-базальтов оно соответственно равно 399 и 440 г/т. Следует обратить особое внимание на содержание фтора в базальтах. В субщелочных базальтах Камчатки содержится 592 г/т, Курил - 593 г/т фтора; в других же типах базальтов (низкокальциевые, высокоглиноземистые и другие) без учета субщелочных 394 г/т и 390 г/т соответственно. Довольно заметное различие средних содержаний фтора для всех базальтов Камчатки (415 г/т) и Курил (573 г/т) - яркий пример того, как влияет соотношение компонентов в выборке на средний результат и как легко можно прийти к ложному заключению о более высоких содержаниях фтора в базальтах Курильских островов.

Сравнение данных с кларком фтора в изверженных породах, по А.П. Виноградову (1962) и по К. Турекиану и К. Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961), показывает, что средние содержания во всех анализируемых разновидностях пород ближе всего отвечают кларку фтора в базальтах (370 г/т, по А.П. Виноградову, и 400 г/т, по К. Турекиану и К. Ведеполю). В целом данные по содержаниям фтора в вулканитах Камчатки и Курил (табл. 1) хорошо сопоставляются с результатами определения содержа-



Р и с. 1. Относительная частота встречаемости (%) различных содержаний фтора (г/т) по интервалам для эффузивов Камчатки

1 – базальты и андезиты-базальты, $n = 108$; 2 – андезиты и андезиты-дациты; $n = 71$; 3 – дациты, липариты-дациты и липариты, $n = 149$. Заштрихованная область гистограммы характеризует распределение содержаний фтора для пироксеновых и амфибол-пироксеновых разновидностей пород

ний фтора в базальтах, андезитах, дацитах, трахитах, липаритах Японии (Yoshida Minoru a.o., 1971), для которых по анализам 52 образцов среднее составляет 410 г/т, а интервал содержаний 50–1700 г/т. Содержания фтора в базальтах Курильских островов и Камчатки близки к средним содержаниям фтора в базальтах (360 г/т), по М. Флейшеру и У.О. Робинсону (Fleisher, Robinson, 1963), а также к содержаниям фтора в вулканитах основного состава Японии (110–440 г/т) (Iwasaki Iwaji, 1973). Средние содержания фтора в исследованных андезитах ниже кларка фтора в аналогичных породах, по А.П. Виноградову (500 г/т), но выше среднего для андезитов (210 г/т), приводимого в работе К. Турекиана и К. Ведеполя, и выше, чем содержания этого элемента в андезитах Японии, составляющих по оценке Н. Кокубу (Kokubu, 1956) 260 г/т. По данным, приведенным С.У. Корренсом (Correns, 1957), содержание фтора в андезитах Европы составляет 460 г/т. Кремнекислые вулканиты Камчатки и Курил – дациты и липариты – по содержаниям фтора уступают риолитам и риодацитам США (Coats a.o., 1963), дацитам и липаритам Гиссарского хребта (Мельниченко, Могаровский, 1967) и кислым эффузивам Тянь-Шаня (Польковский, Смелянец, 1972) и сравнимы с липаритами Восточного Забайкалья (Высокоостровская и др., 1974). Более низкие содержания фтора, чем для кислых пород Курил и Камчатки, установлены для дацитов и некоторых липаритов С.У. Корренсом (Correns, 1957).

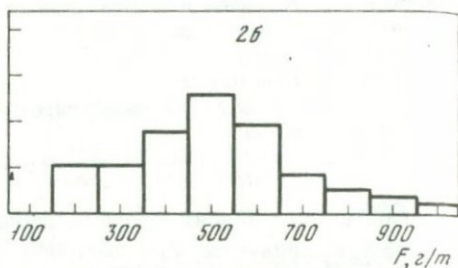
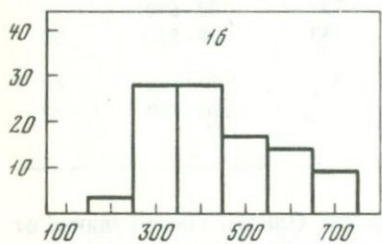
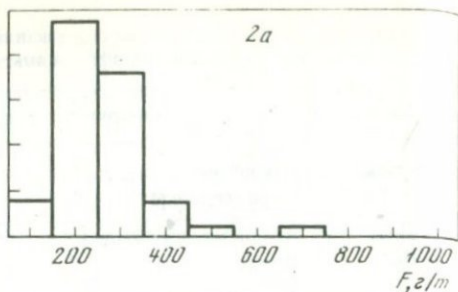
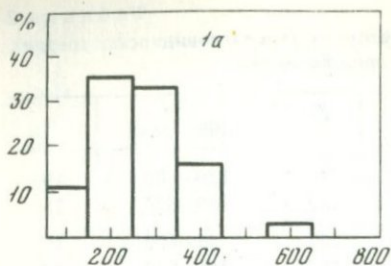
Приведенные в табл. 1 данные позволяют по содержаниям фтора сравнить между собой различные по кремнекислотности вулканические породы. На первый взгляд, при переходе от базальтов к липаритам четких

Средние содержания и интервалы содержаний фтора (г/т) в разновидностях средних и кислых эффузивных пород Камчатки

Породы	Разновидности	\bar{C}	$\bar{C}_{\min} - \bar{C}_{\max}$	n
Андезиты	Амфиболсодержащие	294	180-400	19
	Пироксеновые	382	180-620	15
Андезитодациты	Амфиболсодержащие	222	75-400	18
	Пироксеновые	487	280-720	19
Дациты и липаритодациты	Амфибол- и биотитсодержащие	291	100-690	39
	Пироксеновые	453	190-820	30
Липариты	Биотитовые	245	70-400	48
	Пироксен- и амфибол-пироксеновые	530	170-910	32

отличий в содержаниях фтора не наблюдается. Однако такие отличия отчетливо выявляются при построении гистограмм содержаний фтора в различных породах Камчатки (рис. 1). Для получения надежных выводов данные при построении гистограмм сгруппированы. Сопоставление трех гистограмм показывает, что от основных пород (базальты и андезитобазальты) к средним (андезиты и андезитодациты), а затем к кислым (дациты, дацито-липариты, липариты) наблюдается снижение величины наиболее часто встречающейся концентрации фтора и увеличение в этом же направлении пределов колебания содержаний. Эти данные находят аналогию с характером распределения содержаний фтора в plutonic разновидностях пород. В самом деле известно, что содержания фтора в габбро-диоритах, диоритах и гранодиоритах имеют средний уровень от 0,05 до 0,10% и варьируют значительно меньше, чем в кислых гранитоидных породах, где содержания фтора могут колебаться от тысячных долей процента в аплитах до десятых долей и целых процентов в гранитах литий-фтористого типа и онгонитах (Коваленко и др., 1971).

Отмеченное выше увеличение пределов колебаний в содержаниях фтора при переходе к более кремнекислым вулканитам вызывает определенный интерес. Детальный анализ фактического материала для группы кислых вулканитов (дациты, липаритодациты и липариты) показывает, что такая неоднородность содержаний фтора сохраняется и внутри каждой отдельной группы. В область с меньшими содержаниями фтора преимущественно попадают образцы с водосодержащими темноцветными минералами, а в область с большими значениями содержаний фтора — преимущественно разновидности с безводными темноцветными минералами (на гистограмме 3, рис. 1 заштрихованная часть соответствует пироксеновым разновидностям вулканитов). Четкие различия по содержаниям фтора между разновидностями вулканических пород близкой кремнекислотности, но с разными ассоциациями темноцветных минералов — водосодержащих и безводных — иллюстрируются табл. 2 и рис. 2. Эти



Р и с. 2. Гистограмма распределения содержаний фтора (г/т) в эффузивных породах Камчатки для разновидностей с водосодержащими (а) и с безводными (б) темноцветными минералами

1 - андезиты и андезито-дациты (для 1а - $n = 36$; для 1б - $n = 35$); 2 - дациты, липарито-дациты и липариты (для 2а - $n = 87$; для 2б - $n = 62$)

данные показывают, что отмеченное выше изменение содержаний фтора от основных эффузивов (базальты) к кислым вулканитам (липариты) нельзя объяснить только изменением кремнекислотности расплавов. Следует признать, что в распределении содержаний фтора в вулканических породах одним из решающих факторов является водонасыщенность кристаллизующихся расплавов.

На различные тенденции в поведении воды и фтора при образовании изверженных пород указывает Р. Валах (1968). Он считает, что "поведение фтора, видимо, является следствием различной и противоположной зависимости реакционной способности воды и фтора с петрогенными элементами от условий Р и Т". Согласно данным И.Н. Бушлякова (1972), а также Л.В. Филиппова и его соавторов (1974), антагонизм воды и фтора проявляется в процессах кристаллизации амфиболов и биотитов в гранитоидах, а также при образовании этих же минералов в метаморфических породах. При этом авторы упомянутых работ считают, что содержание фтора в биотитах и амфиболах зависит от температуры кристаллизации и является индикатором "сухости" системы. Взаимосвязь и антагонизм в поведении воды и фтора подмечены также при изучении вхождения фтора в кристаллы синтетического кварца (Балицкий и др., 1974). Установленная нами закономерность снижения содержаний фтора в вулканических породах, кристаллизовавшихся при высокой активности воды, обоснована большим фактическим материалом (табл. 2) и косвенно под-

Содержания фтора (г/т) в пемзовидных и плотных разновидностях кислых лав Камчатки

Породы	Место взятия	Разновидности					
		пемзовидные			плотные		
		\bar{C}	$\bar{C}_{\min} - \bar{C}_{\max}$	n	\bar{C}	$\bar{C}_{\min} - \bar{C}_{\max}$	n
Дациты	Вулкан Хангар	232	150-350	4	420	290-690	7
Липарито-дациты	Вулкан Хангар	200	100-250	4	275	240-310	2
	Экструзия Попкова	380	-	1	560	390-670	3
Липариты	Вулкан Купол	203	100-290	13	258	160-370	16
	Вулкан Хангар	257	210-330	7	270	150-400	9
	Кальдера Узон	547	400-630	7	625	450-800	9
	Вулкан Горелый	670	530-810	2	880	850-910	2

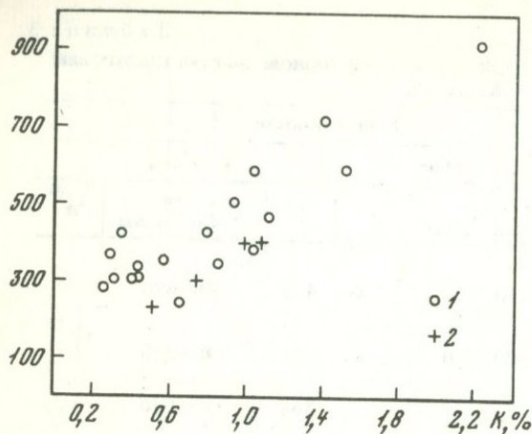
тверждается аналогиями в поведении фтора и воды в других процессах. Не делая здесь попытки достаточно полно объяснить указанные зависимости, следует все же указать на работу (Munoz, Eugster, 1969), в которой излагаются результаты экспериментального изучения равновесия между флогопитом и HF-содержащим флюидом. В этой работе было показано, что соотношения между группой OH и F в этой слюде зависят от содержания фтористого водорода во флюиде, а также от температуры в системе, определяющей потенциал воды в ней.

Среди других факторов, приводящих к высокому разбросу содержания фтора в пределах каждой из рассматриваемых групп вулканитов Камчатки и Курил, необходимо выделить влияние содержаний щелочей.

Особенно отчетливо это фиксируется в зависимости содержания фтора в базальтах от содержания в них калия. Для эффузивов Курил ранее (Петров, Леонова, 1973) уже отмечались более высокие содержания фтора в породах вулканов Западной зоны, отличающихся повышенной щелочностью. Для базальтов Камчатки такие данные представлены на рис. 3.

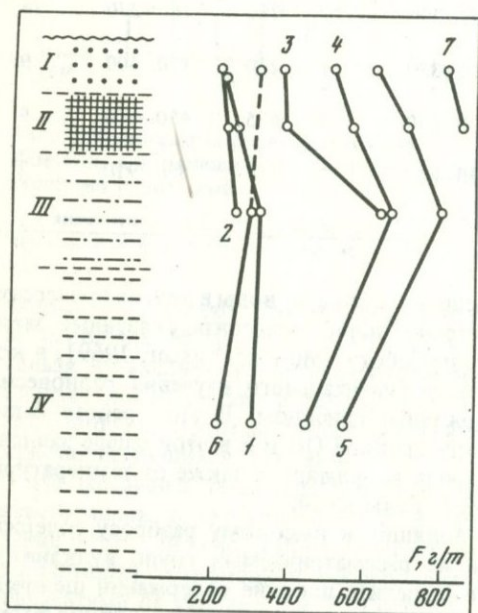
Для вулканитов среднего и кислого состава прямая корреляция между содержаниями калия и фтора отмечается в пироксеновых разностях и не фиксируется в разностях с водосодержащими минералами.

Зависимость содержаний летучих, и в частности фтора, от щелочности изверженных пород многократно отмечалась различными исследователями. Согласно Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчикову (1961), это объясняется повышенной способностью щелочных расплавов растворять и удерживать летучие.



Р и с. 3. Корреляция содержания фтора и калия в базальтах и андезитобазальтах Камчатки

1 — базальты, 2 — андезитобазальты; каждая точка — средние содержания по фтору и калию для отдельной разновидности пород определенного вулкана



Р и с. 4. Вариации содержания фтора в вертикальных разрезах потоков и экструзий кислых лав

I — пористые перлитовые стекла; II — массивные обсидиановые стекла; III — полустекловатые сферолитовые липариты; IV — раскристаллизованные пузырчатые или флюидальные липариты 1 — Южно-Купольная экструзия (вулкан Купол); 2 — Северо-Купольная экструзия (вулкан Купол); 3 — экструзия вулкана Попкова; 4 — поток плато Круглого (кальдера Узон); 5 — поток плато Гейзерного (кальдера Узон); 6 — экструзия Плоская (Камбалынский хребет); 7 — вулкан Горелый

Несомненно, что одним из факторов, контролирующих распределение содержания фтора при остывании лавы, являются условия кристаллизации, различия которых приводят к появлению пористых и плотных разновидностей пород. Из табл. 3 видно, что эти разновидности характеризуются разными концентрациями фтора. Четко обнаруживается тенденция обеднения фтором пемзовидных разновидностей. Подобная закономерность выявляется и при изучении распределения содержания фтора в вертикальных разрезах потоков и экструзий кислых лав (рис. 4). Здесь содержания фтора растут от центральных зон раскристаллизованных липаритов к зоне полустекловатых сферолитовых лав и затем снова умень-

шаются в сторону стекловатой пемзовидной "покрышки" этих тел. Эти наблюдения хорошо согласуются с перераспределением ряда других компонентов в подобных телах вследствие эманационной дифференциации (Вольнец, 1973), известными для других объектов фактами обеднения вторым раскристаллизованных разностей кислых вулканитов по сравнению со стеклами (Noble, 1967; Высокоостровская и др., 1974) и, наконец, улетучиваемостью фтора из силикатных расплавов (Китайгородский, Куровская, 1931).

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Уровни содержания фтора в породах одного и того же петрохимического типа из двух изученных районов близки.

2. Основными факторами, определяющими уровни и вариации содержания фтора в эффузивных породах Камчатки и Курил, являются: а) водонасыщенность расплавов; б) их щелочность и в) условия кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Балицкий В.С., Махнина И.Б., Цинобер Л.И. О вхождении фтора в кристаллы синтетического кварца. — *Геохимия*, 1974, № 3.
- Бушляков И.Н. Фтор и хлор в биотитах и амфиболах как индикатор условий формирования гранитоидов. — *Ежегодник Ин-та геол. и геохимии Уралск. научн. центра СССР за 1971 г.* Свердловск, 1972.
- Валах Р. Геохимические особенности распределения фтора и воды в изверженных породах земной коры. — *Геохимия*, 1968, № 6.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7.
- Вольнец О.Н. О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав. — В кн.: *Кислый вулканизм*. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Высокоостровская Е.Б., Шаткова Л.Н., Шатков Г.А. Фтор и хлор в геологических формациях Восточного Забайкалья. — *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1974, ч. 103, вып. 2.
- Китайгородский И.И., Куровская С.М. Улетучиваемость фтора в процессе плавки стекла. — В кн.: *Керамика и стекло*, 1931, № 11—12.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофин (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. — *Докл. АН СССР*, 1971, т. 199, № 2.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Содержания галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава. — *Геохимия*, 1961, № 12.
- Мельниченко А.К., Могаровский В.В. О распределении фтора в кислых эффузивах южного склона Гиссарского хребта. — *Докл. АН Тадж. ССР*, 1967, т. 10, № 10.
- Огнев В.Р., Петров Л.Л. Количественное спектральное определение фтора в гранитоидах. — В кн.: *Спектральный анализ элементов примесей в горных породах*. М., "Наука", 1972.
- Петров Л.Л., Леонова Л.Л. Бериллий и фтор в вулканических породах Курильских островов и Камчатки. — *Ежегодник — 1972*, СибГЕОХИ. Иркутск, 1973.
- Польковский В.С., Смелянец В.И. Применение математического анализа для выявления закономерностей распределения фтора в кислых эффузивах (на примере флюоритового месторождения Тянь-Шаня). — *Узбекский геол. журнал*, 1972, № 2.
- Филиппов Л.В., Савинова Е.Н., Капитонова Т.А., Андреева Т.П. Фтор в магнезиально-железистых слюдах гранитоидных пород различных магматических формаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. — *Геохимия*, 1974, № 2.
- Coats R.R., Goss W.D., Rader L.F. Distribution of fluorine in unaltered silicic volcanic rocks of the western conterminous United States. — *Econ. Geology*, 1963, 58, No. 6.

- Correns C.W.* Über die Geochemie des Fluors und Chlors. — Neues Jahrb. f. Mineral. Abh., 1957, Bd. 91, No. 1–3.
- Fleischer M., Robinson W.O.* Some problems of the geochemistry of fluorine. — Roy. Soc. Canada Spc. Publ., 1963, No. 6.
- Friedman J., Harris J.* Fluorine during hydration of rhyolitic glass. — "U.S. Geol. Surv. Prof. Paper", 1961, No. 424–C, 304–305.
- Iwasaki Iwaji.* Chapter II. Geochemistry 2. Chemical composition of volcanic rocks and contents of the minor components such as halogen elements, sulfur, boron. — Crust and Upper Mantle Jap. Area, Part 2. Kawasaki, 1973. (РЖГеология, 1974, 6В43).
- Kokubu N.* Fluorine in rocks. — Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., 1956, 2, No. 3.
- Munoz I.L., Eugster H.P.* Fluorine in hydrothermal systems. — Am. Mineralogist, 1969, v. 54, No. 5–6.
- Noble D.C., Smith V.C., Pech L.C.* Loss of halogens from crystallised and glassy silicic volcanic rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, 37, No. 2.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. — Bull. Geol. Soc. of Am., 1961, v. 72, No. 2.
- Yoshida Minoru, Takahashi Karuyoshi, Yonehara Norinobu, Ozawa Takejoro, Iwasaki Iwaji.* The fluorine, chlorine, bromine and iodine contents of volcanic rocks in Japan. — Bull. Chem. Soc. Jap., 1971, v. 44, No. 7.

Л.Л. Леонова

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ГЕОХИМИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Области островных дуг, находящиеся на стыке континента и океана, в последние десятилетия изучаются весьма интенсивно. Данные по вещественному составу продуктов четвертичного вулканизма и включений, так же как и физические параметры среды в этой области, используются для решения самых общих геологических проблем.

Мантийное происхождение магм андезитовых серий, еще недавно столь спорное, в последнее время все более и более подтверждается геохимическими данными. Но и точка зрения о коровом источнике андезитов и дацитов еще бытует в геологии. Неоднозначность в решении подобного рода проблем в значительной степени объясняется недостаточным пока количеством фактических данных, в частности по геохимии.

В литературе имеются сведения о содержании редких элементов и изотопных отношений для отдельных образцов или серий из вулканических построек разных островных дуг (Hayashi, 1958; Hier et al., 1965; Lewis, Bell, 1968; Taylor, 1968; Taylor et al., 1969 a, b; Gill, 1970; Ewart, Bryan, 1972; Cole, 1973; Stephen, 1974; Katsui et al., 1974), однако количество этих данных в общем-то невелико, если учесть масштабы проявления островодужного вулканизма.

Согласно геохимическим данным (Gast, 1969; Taylor et al., 1969; Jakes, White, 1972) вулканы островных дуг отличаются как от океанических, так и континентальных пород аналогичного состава.

Океанические базальты по сравнению с островодужными характеризуются повышенным содержанием Ni и Cr и пониженным K, Rb, Th, Ba; континентальные базальты — повышенным содержанием Ni, Cr, а также некоторых литофильных элементов (K, Rb, Th).

Среди самих пород островных дуг также нет полного единообразия. Наряду с наиболее распространенным типом нормальных по щелочности высокоглиноземистых разностей выделяются вулканиты низкокальциевой и высококальциевой серий.

Выделяемые по щелочности (вернее, по содержанию калия) серии пород занимают, согласно ряду авторов, вполне определенное положение в пространстве и времени в системе островных дуг (Kuno, 1966; Jakes, White, 1972; Brych et al., 1972; Katsui et al., 1974). Нарастание щелочности происходит вкрест простирания от внешней к внутренней стороне дуги и от ранних этапов вулканизма к более поздним. Однако эта закономерность имеет самый общий характер и в отдельно взятых островных дугах часто нарушается.

В связи с этим представляет несомненный интерес детальное изучение химизма и пространственного распределения продуктов четвертичного вулканизма в пределах одной островной дуги.

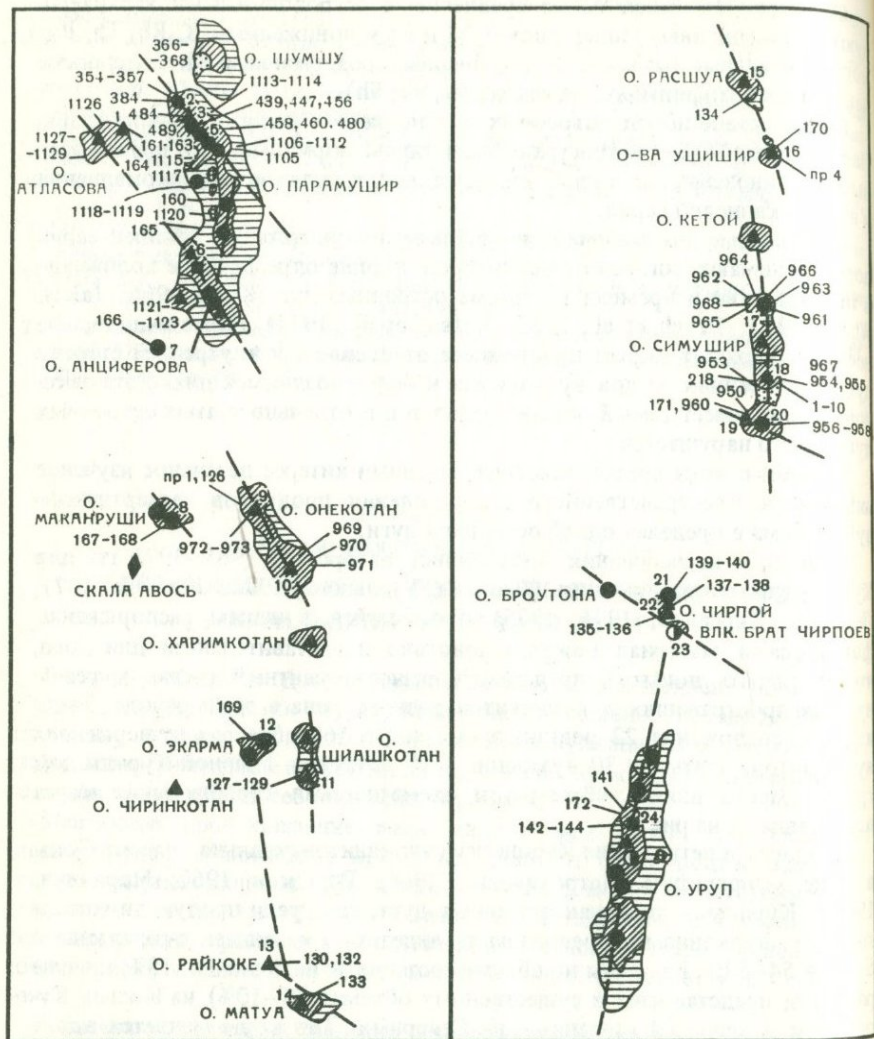
Подобные исследования проводились автором в 1965—1973 гг. для Курильской островной дуги (Леонова, Удальцова, 1970; Леонова, 1971; Леонова, Кирсанов, 1974, 1975). Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал кажется довольно представительным для того, чтобы сделать попытку представить редкоэлементный состав и реальную распространенность вулканитов разного типа в этом районе. Было изучено содержание 22 редких элементов в 160 образцах четвертичных вулканитов, взятых с 30 вулканов 15 островов Главной Курильской гряды. Место взятия образцов и схематическая геологическая карта представлены на рис. 1.

Геология и петрохимия Курильских вулканитов детально рассмотрены в ряде монографий (Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967; Мархинин, 1967). Курилы — типичная островная дуга, где среди продуктов четвертичного вулканизма преобладают андезиты и андезито-базальты с $SiO_2 = 54-59\%$. Базальты по объему составляют не более 10—15%, кислые разности представлены в существенных объемах (5—10%) на Южных Курилах и в меньшей степени — на Северных. Тип коры меняется вдоль дуги: под Южными островами он субконтинентальный, под Центральными — субокеанический и под Северными — субконтинентальный и континентальный.

Г.С. Горшков (1967) отмечал наличие поперечной зональности и выделил субщелочную Западную зону; Э.Н. Эрлих (Петрохимия..., 1966) — наличие продольной зональности, т.е. увеличение щелочности пород вдоль дуги с юга на север.

Изучены элементы: 1) литофильные — K, Pb, Li, Cs; 2) летучие — B, F; 3) группы железа — V, Cr, Ni, Co; 4) халькофильные — Zn, Cu, Hg, Pb; 5) некоторые металлы Mo, W, Ag, Au.

Методы определения редких элементов и лаборатории, где выполнялись анализы, те же, что и указанные в статье "Типы четвертичных ба-

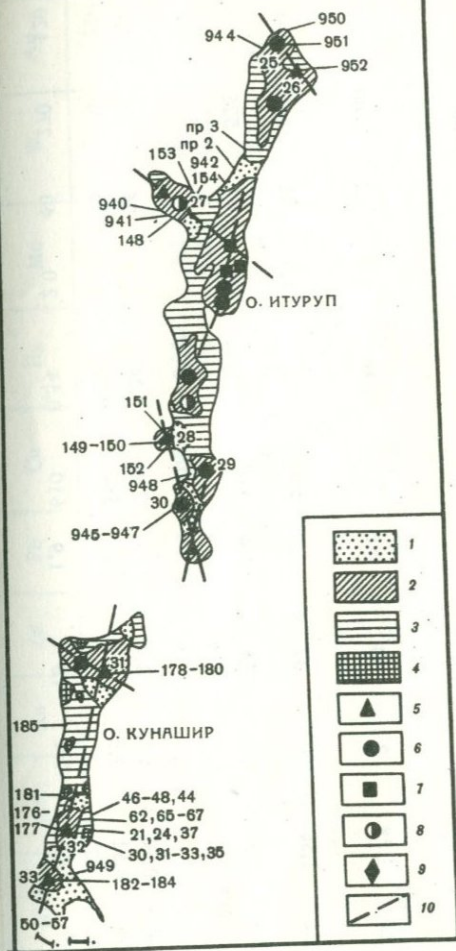


зальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм”, помещенной в настоящем сборнике. Средние данные по редким элементам в четвертичных вулканитах Курил представлены в таблице.

На основании литературных данных (Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967; Мархинин, 1967), а также данных 70 новых силикатных анализов среди Курильских вулканитов было выделено три серии пород по содержанию калия в базальтах: нормально-калиевые ($\approx 1\%$), низкокалиевые ($< 0,5\%$) и высококалиевые ($\approx 1,5\%$) (рис. 2).

Каждая серия разделяется на три группы по кремнекислотности: базальты ($\text{SiO}_2 = 47-53\%$), андезито-базальты и андезиты (54-59%) и андезито-дациты, дациты (60-65%).

Р и с. 1. Схема распространения на Курильских островах современных и древних вулканических образований (по Е.К. Мархинину) и расположение изученных образцов



1 — четвертичные осадочные образования; 2 — четвертичные вулканические продукты; 3 — неогеновые вулканические продукты; 4 — неогеновые интрузии; 5 — вулканы, извергавшиеся в историческое время; 6 — потухшие вулканы; 7 — вулканы, проявляющие сольфатарную деятельность; 8 — потенциально действующие вулканы; 9 — подводные конические вулканы; 10 — разломы

Вулканы (цифры на схеме): 1 — Такетоми; 2 — Ветровой; 3 — Эбеко; 4 — Богдановича; 5 — Крашенинникова; 6 — Чикурачки; 7 — Анциферова; 8 — Южный Макаруши; 9 — Пик Немо; 10 — Пик Креницина; 11 — Кунтоминтар; 12 — Экарма; 13 — Райкоке; 14 — Сарычева; 15 — Расшуа; 16 — Ушишир; 17 — Уратман; 18 — Кальдера Заварицкого; 19 — Горящая Сопка; 20 — Мильна; 21 — Чирпой; 22 — Черного; 23 — Сноу; 24 — Трезубец; 25 — Камуй; 26 — Кальдера Медвежья; 27 — Хмельницкого; 28 — Атснопури; 29 — Урбич; 30 — Львиная пасть; 31 — Тятя; 32 — Менделеева; 33 — Кальдера Головинна. Цифры, вынесенные за контур, соответствуют номерам изученных образцов и проб

Какова же геохимическая специфика базальтов этих трех серий?

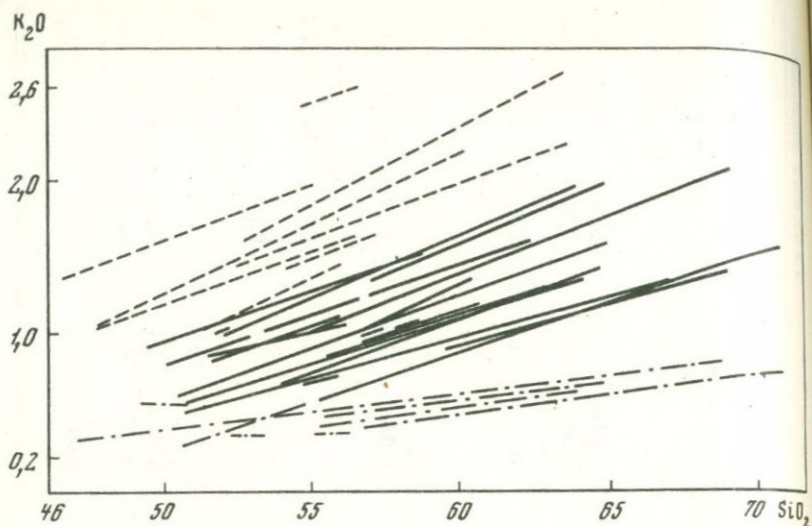
Как видно из данных таблицы, наиболее существенное различие наблюдается только для калия и рубидия. Концентрация этих элементов изменяется от серии к серии в 2–2,5 раза. Для остальных элементов литофильной группы эти различия невелики. Они имеют закономерную направленность, т.е. содержание литофильных элементов в высококальциевой серии всегда несколько выше, чем в нормально- и низкокальциевой, но степень увеличения крайне незначительна. Элементы группы железа (Cr, Ni, Co) практически идентичны по содержанию во всех трех типах базальтов, исключая магнезиальные разности или толеиты. То же можно сказать и о халькофильных элементах. Из летучих закономерно умень-

Т а б л и ц а

Средние содержания породообразующих (в %) и редких (в г/т $Au-h \cdot 10^{-7}\%$) элементов в четвертичных вулканитах Курильских островов

Лавы (в скобках указано количе- ство образцов)	SiO ₂	Na	K	Li	Rb	Cs	K/Rb	Th	Th/U	B	F	V	Cr
Н о р м а л ь н о - ка л и е в а я с е р и я:													
Базальты (17)	48-53	2,4	0,9	8	18	0,8	500	0,37	1,4	26	480	350	26
Андезито-базаль- ты, андезиты (34)	54-60	2,4	1,2	9,3	22	1,0	540	0,4	1,2	21	320	220	30
Андезито-дациты, дациты (10)	60-67	3,1	1,2	11	25	1,6	480	0,3	1,0	23	270	64	10
В ы с о к о к а л и е в а я с е р и я:													
Высокоглино- земистые базаль- ты (6)	48-53	2,6	1,78	9	34	0,6	520	0,46	1,5	18	700	310	67
Толентовые базальты (4)	46-53	2,2	1,56	7	32	-	500	-	1,5	12	690	380	410
Андезито-базаль- ты, андезиты (16)	54-60	2,4	1,83	10	44	1,4	410	0,6	1,5	31	525	177	17
Н и з к о к а л и е в а я с е р и я:													
Базальты (34)	47-53	2,0	0,38	5,8	4,9	-	770	0,24	1,1	26	300	350	26
Андезито-базаль- ты, андезиты (21)	54-59	2,4	0,51	7,8	8	-	560	0,34	1,5	26	230	210	23
Андезито-дациты, дациты (17)	62-65	2,6	0,61	6,2	10	1,9	610	0,54	2,0	40	270	120	21

Лавы (в скобках указано количе- ство образцов)	Ni	Co	Ni/Co	V/Ni	Sn	Zn	Pb	Cu	Hg	Mo	W	Au	Sc
Нормально-калиевая серия:													
Базальты (17)	32	33	1,0	10	3,3	92	5,5	100	0,035	3,2	0,26	0,9	8,3
Андезито-базальты, андезиты (34)	21	24	0,9	10	2,4	80	4,8	74	$\frac{0,02}{0,54}$	2,0	0,21	1,5	9,0
Андезито-дациты, дациты (10)	6	8	0,7	10	—	76	6,1	38	0,012	1,8	0,3	1,4	4,5
Высококалиевая серия:													
Высокоглиноземистые базальты (6)	29	36	0,8	11	2,4	114	4,8	108	0,023	3,3	0,12	1,8	13
Толеитовые базальты (4)	190	52	2,0	3,7	2,6	—	—	—	—	2,9	0,09	0,6	2,2
Андезито-базальты, андезиты (16)	17	18	0,94	10	—	86,5	5,8	80	0,008	2,7	0,13	1,3	11
Низкокалиевая серия:													
Базальты (34)	23	38	0,6	15	3,1	87	3,2	92	$\frac{0,016}{0,29}$	3,1	0,17	1,6	11
Андезито-базальты, андезиты (21)	15	25	0,6	14	1,9	90	4,5	35 (3)	0,023	4	0,15	1,0	3,5
Андезито-дациты, дациты (17)	13	9	1,4	9,0	1,8	71	6,3	24	0,005	2,8	0,17	1,8	7,1



Р и с. 2. Серии четвертичных вулканических пород Курильских островов: низкокалийевая; нормально-калийевая, высококалийевая

шается содержание фтора от высококалийевой к низкокалийевой серии, содержание бора не меняется.

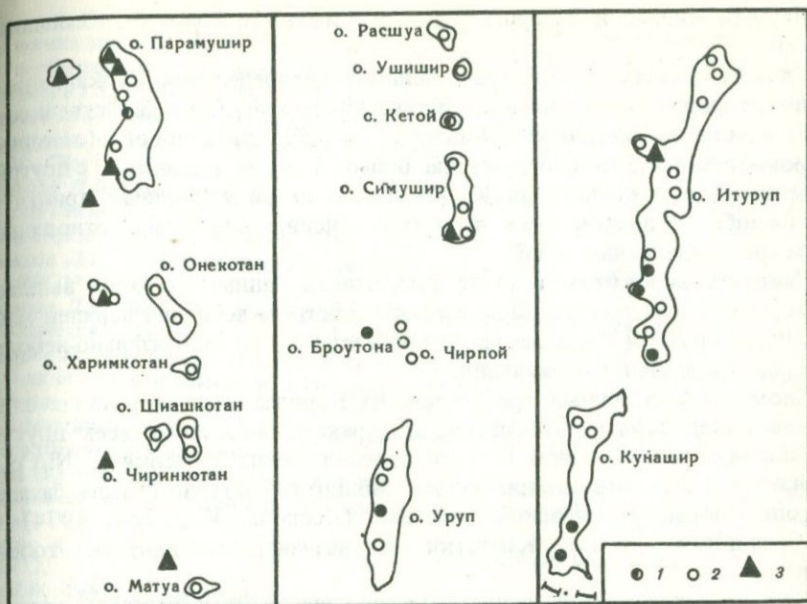
Таким образом, рассмотрение данных по содержанию редких элементов создает впечатление большей близости, чем различия выделенных трех типов базальтов.

Вместе с тем полученные нами данные очень существенно отличаются от приведенных в работе Р. Джейкса (Jakes, White, 1972) усредненных характеристик низкокалийевых (островных толеитов), нормально-калийевых (щелочноземельных) и высококалийевых (шошонитов) базальтов островных дуг. Согласно Р. Jakes, A. White (1972) в этом ряду содержание литофильных элементов (Pb, U, Th, Ba) возрастает в 2–10 раз, концентрация элементов группы железа (Cr, Ni, Co) в 2 раза уменьшается.

Как видно из таблицы, для каждой из серий характерно унаследование типичных геохимических признаков по всему ряду пород от базальтов до дацитов.

Вместе с тем характерной особенностью изученных пород является в общем-то незначительное изменение концентраций редких элементов от базальтов до дацитов в каждой из выделенных серий, несмотря на значительный диапазон изменения по кремнекислотности (от 48 до 65% SiO_2). В каждой из серий содержание литофильных элементов возрастает не более чем в 1,5–2 раза, а базальты и андезиты часто практически неразличимы по концентрации этих элементов.

Несколько более существенно изменение в указанном ряду по элементам группы железа и халькофильным элементам (Zn, Cu), хотя следует отметить все же весьма высокий уровень содержания Zn и Cu в самых кислых породах.



Р и с. 3. Пространственное размещение вулканитов разных серий на Курильских островах

1 — K_2O до 0,5%; 2 — $K_2O \sim 1\%$; 3 — $K_2O \sim 1,5\%$

Средние содержания Ag, Au, Mo, W очень близки, Pb слабо увеличивается в кислых разностях, а Sn — уменьшается в 1,5–2 раза от базальтов к дацитам. Содержание бора несколько растет, а фтора — падает от основных пород к кислым.

Рассмотрение пространственного распределения вулканитов трех выделенных серий на островах главной Курильской гряды показывает, что:

1) максимальным развитием в пределах всей дуги и отдельных групп островов пользуются нормально-калиевые разности;

2) серия низкокалиевых вулканитов действительно более всего проявлена в группе Южных островов, но встречены они и на Центральных и на Северных Курилах;

3) породы высококалиевой серии встречаются не только в Западной зоне (Горшков, 1967), хотя, конечно, зона преимущественно ими представлена, но и в Северной группе островов и в меньшем объеме — на Центральных и Южных Курилах (рис. 3).

Распределение четвертичных вулканитов с разным содержанием калия (по данным, имеющимся на сегодняшний день) в пределах Курильской островной дуги не дает четкой картины продольной или поперечной зональности. Например, трудно говорить о наличии поперечной зональности в пределах отдельных островов, если на них имеются вулканы крайних по калию серий. Таковы вулканы Атсонопури и Хмельницкого на

о. Итуруп, Мильна и Заварицкого на о. Симушир (Леонова, Удальцова, 1970).

Сложный характер пространственного распределения вулканитов с разным содержанием калия в пределах Курильской дуги и двойственность характеристики микроэлементарного состава этих пород (с одной стороны, общность по содержанию большей части элементов, с другой, существенные различия для K, Rb, F) не позволяют сейчас прийти к каким-либо окончательным выводам относительно взаимоотношений магм трех выделенных серий.

Наиболее вероятным в свете полученных данных кажется выплавление магм всех трех серий из единого субстрата вещества верхней мантии, подстилающей Курильскую островную дугу при относительно небольшой разнице глубин выплавления.

Кроме рассмотренных трех серий, на Курилах выделяется еще одна группа пород (только базальты), которая отличается от всех других повышенным содержанием Cr и Ni, соответственно высоким Ni/Co и низким V/Ni отношениями (см. таблицу). Подобного типа базальты описаны на Ключевском вулкане (Леонова, Кирсанов, 1974) и в Срединном хребте Камчатки и названы островными толеитами.

Как уже упоминалось выше, высокоглиноземистые базальты островных дуг отличаются наиболее существенно от океанических и континентальных толеитов пониженным содержанием Cr, Ni, высоким V/Ni и низким Ni/Co отношениями. Генетическая важность этих характеристик отмечена в работе С. Тейлора (Taylor et al., 1969b).

В выделенной нами группе островных толеитов содержание Cr и Ni и соответствующие отношения аналогичны толеитам океаническим и континентальным.

Детальная геохимическая характеристика этих базальтов дана в статье Л.Л. Леоновой и ее соавторов в настоящем сборнике. Следует отметить лишь, что на Курилах, в отличие от Камчатки, толеитовые базальты встречаются в высококалиевой серии пород.

Базальты толеитового типа несомненно являются производными нормальной высокоглиноземистой магмы и образуются вследствие обогащения исходного расплава кристаллами оливина и пироксена.

В целом четвертичные вулканиты Курильских островов по своей геохимической характеристике очень близки к соответствующим породам Камчатки (Леонова, 1974; Леонова и др., 1975) и других островных дуг. Региональное отличие Курил и Камчатки от других островных дуг Тихоокеанского пояса заключается в относительно высоком содержании V, Ba, B.

На основании полученных геохимических данных предполагается мантийное происхождение всей серии вулканических пород Курильской островной дуги.

- Аношин Г.Н., Кепежинская В.В. Распределение золота в кайнозойских вулканических породах Курило-Камчатской провинции в связи с их петрохимическими особенностями. — *Геохимия*, 1972, № 8.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Злобин Б.И., Леонова Л.Л., Дмитриев Л.В. Геохимические аномалии меди в базальтах из различных типов земной коры. — В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Леонова Л.Л. Геохимическая характеристика основных и кислых вулканических Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974.
- Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевой сопки. — *Геохимия*, 1974, № 6.
- Леонова Л.Л., Огородов Н.В. Геохимия четвертичных базальтов Среднего хребта Камчатки. — *Геология и геофизика*, 1975, № 1.
- Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. U, Th, Li, Rb, Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки. — *Геохимия*, 1970, № 11.
- Леонова Л.Л., Волынец О.Н., Ермаков В.А. и др. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., "Наука", 1966.
- Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М., "Наука", 1972.
- Cole J.W. High-alumina basalts of Taupo volcanic zone, New Zealand. — *Lithos*, 1973, No. 6.
- Ewart A., Bryan W.B. Petrography and Geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tonga Islands. — *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 1972, v. 83, No 11.
- Gast W.P. Dispersed elements in oceanic volcanic rocks. — *Intern. Symp. of phase transformation and the earth's interior*. Canberra, 1969.
- Gill J.B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc. — *Contr. Mineralogy and Petrology*, 1970, v. 27.
- Hayashi H. Geochemistry Ni and Co in igneous rocks of Japan. 1. Ni and Co in volcanic rocks. — *Repts. Govt. Industr. Inst., Nagoya*, 1958, v. 7, No. 12.
- Heier K.S., Compston W., Macdougale J. Thorium and uranium concentrations and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmania dolerites. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, No. 6.
- Jakes P., White A.J.R. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1972, v. 83, No 1.
- Katsui Y., Oba Y., Shigeyuki A., Nishimura S., Masuda Y. et al. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, north Japan. — *The Japanese-Soviet seminar on geodynamic project*, 1974.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. — *Paper Geol. Surv. Canada*, 1966, No. 15.
- Lewis J.F., Bell K. Two Sr^{87}/Sr^{86} determination on the Taupo zone volcanics. — *N.Z. Geology and Geophysics*, 1968, v. 11, No. 3.
- Stephen E. De Long. Distribution of Pb, Sr and Ni in igneous rocks, central and western Aleutian Islands, Alaska. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1974, v. 38, No 2.
- Taylor S.R. Geochemistry of andesites. — *Origin and distribution of the elements*, 1968.
- Taylor S.R., Capp A.C., Graham A.L. Trace element abundances in andesites II Saipan, Bougainville and Fiji — *Contribs Mineralogy and Petrology*, 1969a, v. 23, No 1.
- Taylor S.R., Maureen K., White A.J.R. et al. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1969b, v. 33, No. 2.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ БАЗАЛЬТОВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ ТИПОВ В СТРУКТУРЕ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Базальты с повышенным содержанием глинозема (17% и более) в качестве самостоятельных ассоциаций, а чаще совместно с андезитами и дацитами, широко развиты в вулканических поясах и орогенических областях. Встречаются они и в регионах с устойчивым тектоническим режимом — платформах и океанических плитах. Но наиболее типичными районами их развития являются островные дуги, классическим примером которых в северо-западной части Тихого океана является Курильская дуга. Столь широкое распространение высокоглиноземистых базальтов и нахождение их как в обособленных ассоциациях, так и совместно с толеитовыми или щелочными оливиновыми базальтами остро поставило перед петрологами проблему соотношения высокоглиноземистой магмы с главными типами базальтовых магм. По этому поводу наиболее часто высказывается точка зрения, выдвинутая первым исследователем этих пород японским петрологом Х. Куно, о самостоятельности высокоглиноземистой магмы (Куно; 1960). Несколько менее распространен взгляд о принадлежности высокоглиноземистых базальтов к толеитовому типу (Шейнманн, 1965; Chayes, 1964; Золотарев, Соболев, 1972). И лишь немногие исследователи склонны относить их к щелочному оливин-базальтовому типу (Бабич, 1973) или считать эти породы характерными членами каждого из главных типов базальтовых магм (Йодер, Тилли, 1965). Учитывая противоречивость высказанных мнений, перед анализом систематики высокоглиноземистых базальтов обратимся к принципам классификации толеитов и щелочных оливиновых базальтов.

Современные представления об основных типах базальтовых магм существенно отличаются от взглядов полувековой давности Э. Бейли и его соавторов, впервые выдвинувших концепцию о двух типах базальтовых магм. Это относится к геологическому смыслу разделения базальтов и, особенно, к представлению о дискретности серий. Многочисленные экспериментальные данные показали возможность преодоления термальных барьеров, разделяющих поля критических ассоциаций составов как в области высоких, так и низких давлений. Пересечение фазовыми кривыми плоскостей насыщения и критической недосыщенности кремнеземом в упрощенном базальтовом тетраэдре указывает на возможность перехода между двумя сериями и наличия пород переходного состава. Однако эти данные не отвергают идею разделения пород толеитового и щелочного оливин-базальтового типов, которая за небольшими исключениями поддерживается многими петрологами и подтверждается огромным петрографическим материалом.

В настоящее время классификация базальтовых магм производится по реальному, нормативно-минералогическому и химическому составам. В соответствии с общепринятыми представлениями (Tilley, 1950; Macdo-

nald, Katsura, 1964; Poldervaart, 1964; Йодер, Тилли, 1965) толеиты в общем являются насыщенными или недосыщенными породами и состоят из основного плагиоклаза, пироксенов диопсид-авгитового, пижонитового и гиперстенового рядов, иногда оливина и кислого остаточного продукта в мезостазице.

Щелочные оливиновые базальты относятся к ненасыщенным породам и характеризуются постоянным присутствием основного — среднего плагиоклаза, оливина, богатого кальцием клинопироксена с примесью жадеита, эгирина и титанистого компонента и щелочного остатка с фельдшпатами в основной массе. Оливин и клинопироксен в них находятся в котектических отношениях в отличие от толеитов, в которых оливин подвержен реакционному замещению. В нормативных составах толеитов присутствует ортопироксен, кварц или оливин, в щелочных оливиновых базальтах — оливин, нефелин или в небольшом количестве ортопироксен. Для классификации базальтов по формальному пересчету предложены дискриминантные уравнения Паркера и Полдверварта (Poldervaart, 1964).

Границе между толеитами и щелочными оливиновыми базальтами в химической систематике придается важное классификационное значение, поэтому для их разделения по химическому составу предложены различные методики.

Первоначально классификационным признаком считалось содержание щелочей, которое в щелочных базальтах обычно превышает 3%. Однако позже было замечено, что в некоторых насыщенных толеитах сумма щелочей превышает 3%, а в бедных кремнеземом щелочных базальтах их содержание не достигает этой величины. Поэтому в основу методов химического разделения было положено отношение "щелочи : кремнезем", имеющее более высокие значения в щелочных оливиновых базальтах по сравнению с толеитовыми (Macdonald, Katsyra, 1964; Kuno, 1960; Кутолин, 1972; Шейнманн, 1965; Маракушев, 1973 и др.). Менее надежны признаки, основанные на различиях в содержании титана, калия и фосфора (Шейнманн, 1965).

Исходя из изложенного, за основу химической систематики нами были взяты признаки, обеспечивающие наибольшие различия между типами базальтов — соотношение щелочей и кремнекислоты. Но в отличие от аналогичных диаграмм в качестве одной координаты взято не процентное содержание в породе кремнезема, а расчетная величина q , отражающая избыток или недостаток SiO_2 для образования наиболее насыщенных минералов.

Как известно, содержание кремнезема в отрыве от других окислов является характеристикой, а значительной степени условной. Величина q , напротив, учитывает соотношение главных окислов и при положительных значениях близка к содержанию в породе кварца. Процентное содержание q рассчитывается по системе CIPW по формуле:

$$q = \frac{60(SiO_2 + TiO_2 + Fe_2O_3 - FeO - MnO - MgO - CaO - Al_2O_3 - 5R_2O)}{1000}$$

в которой $R_2O = Na_2O + K_2O$ ¹. Сумма щелочей откладывается на оси ординат не в процентном, а в молекулярном количестве. Связано это с различиями в молекулярных весах натрия и кали, что обуславливает разную их роль в химизме породы при одинаковой сумме щелочей и вариациях отношения Na_2O к K_2O .

На график в координатах "щелочи - q" (рис. 1) нанесены составы толеитов и щелочных оливиновых базальтов важнейших петрографических провинций мира (Кутолин, 1972; Тернер, Ферхуген, 1961; Basalts 1967; Macdonald, Katsura, 1964). Как видно на диаграмме, в этих параметрах обеспечивается уверенная классификация базальтов по отношению к диагональной линии. Единичные "отскоки" точек объясняются скорее всего ошибками терминологии, так как при нанесении составов сохранялись первичные названия пород. Линия раздела базальтов, аппроксимирующая, вероятно, след плоскости критического недосыщения в базальтовом тетраэдре, может быть задана уравнением типа $x - y = a$ и в координатах графика выражена:

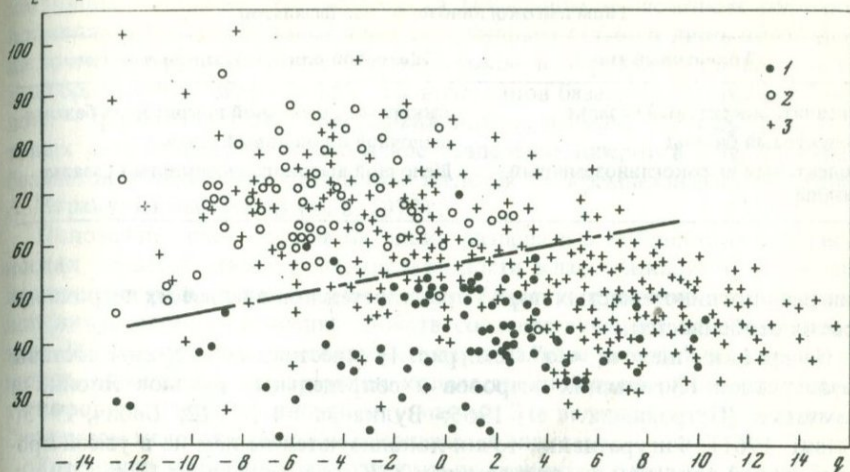
$$q = (Na_2O + K_2O) + 56 = 0.$$

Распространенная точка зрения о самостоятельности магмы высокоглиноземистых базальтов основана на двух положениях, выдвинутых Х. Куно в 1960 г. 1) ассоциация базальтов с повышенным содержанием глинозема представляет однородную группу пород с присущими только ей особенностями минералогического и химического состава (допускаются незначительные вариации состава внутри группы); 2) по своему составу высокоглиноземистые базальты занимают промежуточное положение между толеитами и щелочными оливиновыми базальтами.

В последние годы с накоплением большого петрографического материала оба эти положения стали справедливо подвергать сомнению, причем наиболее острая дискуссия развернулась в японской литературе (Aoki, 1968; Kurasawa, 1968; Aoki, Ito, 1969). Главными доводами оппонентов являются обнаруженные широкие колебания химического состава высокоглиноземистых базальтов и нахождение их совместно с базальтами разных типов. В качестве контраргумента была выдвинута концепция о том, что высокоглиноземистые базальты являются промежуточными лишь между низкощелочными толеитами и щелочными оливиновыми базальтами (Aoki, Ito, 1969), однако и эти модифицированные представления не разрешили всех противоречий.

В аспекте существующих разногласий проанализируем материал по четвертичным базальтоидам Курильских островов, в изучении которых в разные годы принимали участие многие исследователи (Kuno, 1935; Горшков, 1967; Мархинин, 1967; Опыт комплексного исследования..., 1966; Остапенко, 1969; Пискунов, 1972, 1975 и др.).

¹ Все окислы взяты в молекулярных количествах. Множитель в числителе представляет округленное значение молекулярного веса кварца. Деление на 1000 производится при оперировании молекулярными количествами, полученными из таблиц, в которых они для удобства расчетов умножены на 1000.



Р и с. 1. Систематика базальтов в отношении общей щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и степени насыщенности кремнеземом (q)

1 — толеитовые базальты; 2 — щелочные оливиновые базальты; 3 — высокоглиноземистые базальты

Как известно, в пределах Большой Курильской гряды выделяются две вулканические зоны — Главная и Западная, различающиеся геологическим положением и составом магматических продуктов. Высокоглиноземистые базальты Главной зоны, включающей острова осевой части Большой гряды, являются насыщенными кремнеземом породами. Они сложены основным плагиоклазом, пироксенами диопсид-пиконитового и бронзит-гиперстенового рядов, а также оливином, присутствующим часто лишь в реальных составах. Оливин во вкрапленниках и микролитах подвержен замещению бедным кальцием пироксеном. В основной массе содержится среднее — кислое стекло, а иногда и кварц. Для нормативных составов характерно присутствие кварца и ортопироксена, редко — оливина.

Высокоглиноземистые базальты Западной зоны, включающей вулканы на островах к западу от Большой гряды, содержат плагиоклаз с оторочками щелочного полевого шпата, оливин и титансодержащий диопсид-авгит, находящиеся в котектических отношениях во всех стадиях кристаллизации, а также небольшое количество амфибола, биотита и эгирин-авгита. В мезостазице присутствует щелочное стекло с фельдшпатами. В нормативных составах находятся оливин, нефелин или небольшое количество ортопироксена, не встреченного в реальных составах.

Из приведенного краткого описания нетрудно заметить, что высокоглиноземистые базальты Курильских островов характеризуются широким спектром колебаний составов. Из всей их совокупности четко выделяются две группы, одна из которых — базальты Главной зоны — обладает "толеитовым" набором минералов, другая — базальты Западной зоны — "щелочным оливин-базальтовым". Еще более наглядно неоднородность ассоциаций

Типы высокоглиноземистых базальтов

Толейтовый тип	Щелочной оливин-базальтовый тип
Океанит, пикритовый базальт	Анкарамит, щелочной пикритовый базальт
Толейтовый базальт	Щелочной оливиновый базальт
Толейтовый высокоглиноземистый базальт	Щелочной высокоглиноземистый базальт

ции высокоглиноземистых пород проявляется при анализе их петрохимических особенностей.

На график "щелоча — q" (см. рис. 1) крестиками нанесены составы базальтоидов Курильских островов и сопредельных районов Японии и Камчатки (Петрохимия. . . , 1966; Вулканы. . . , 1972; Бабич, 1973; Katsui, 1961). Фигуративные точки локализуются на нем не в узкой промежуточной зоне, как это подчеркивал Х. Куно в ряде работ (Куно, 1960; Куно, 1970), а образуют широкое поле, перекрывающее поля толеитов и щелочных оливиновых базальтов. Породы Срединного Камчатского хребта, зоны Дайсецу — Токати на Хоккайдо и Западной зоны Курил, сходные по минералогическому составу со щелочными оливиновыми базальтами, проектируются в поле пород этого типа, а базальты с "толейтовым" составом (Восточно-Камчатский пояс, зона Акан — Сиретоко на Хоккайдо и Главная зона Курил) — в область толеитов.

Приведенные данные опровергают представление об однородности ассоциации высокоглиноземистых базальтов и о промежуточности их состава. По всем классификационным признакам, применяемым для разделения главных типов магм, среди них выделяются породы толейтового и щелочного оливин-базальтового типа, что подтверждает справедливость взглядов Г. Йодера и К. Тилли (Йодер, Тилли, 1965). Общим для базальтов обоих типов является их повышенная глиноземистость, обусловленная высоким содержанием компонентов основного и среднего плагиоклаза. В этом отношении высокоглиноземистые или лейкократовые базальты, как их предлагают называть некоторые авторы (Маракушев, 1973), сходны с обогащенными темноцветными минералами пикритовыми базальтами, среди которых также выделяются разновидности щелочного и щелочноземельного типа. В сущности лейкократовые и меланократовые базальты являются составными членами непрерывных рядов каждого из типов магм (табл.). Толейтовый ряд дополняют в меланократовой области щелочноземельные пикриты, в лейкократовой — испандиты, пижонитовые и гиперстеновые андезиты. Щелочной оливин-базальтовый ряд соответственно — щелочные пикриты, гавайиты, роговообманковые андезиты и трахиандезиты.

Необходимо отметить, что повышенное содержание минералов в лейко- и меланократовых разновидностях изменяет соотношения между породообразующими окислами по сравнению с нормальными базальтами. Поэтому для пикритовых и высокоглиноземистых базальтов классифи-

кационные признаки, основанные на модальном и расчетном составе, проявляются в ослабленном виде. Неизменным остается лишь отношение щелочей к кремнекислоте, более высокое в породах щелочного типа. Благодаря этому линия раздела главных типов базальтов на графике "щелочи — q" сохраняет свое классификационное значение и для их лейкократовых разновидностей. Аналогичное разделение пикритов и пикритовых базальтов с помощью отношения щелочей к кремнекислоте показано А. Маракушевым (Маракушев, 1973).

Положение точек состава на линии раздела и в ее ближайших окрестностях свидетельствует о неопределенности классификации и о принадлежности породы к переходному типу. Удаление проекции от диагональной линии означает усиление свойств соответствующего магматического типа. Мерой удаления может служить вертикальное расстояние от точки до линии, являющееся одновременно количественной оценкой принадлежности породы к тому или иному типу магмы. Эта величина называется нами "индексом классификации" и обозначается знаком I.

Расстояние от любой точки графика до границы раздела (I) может быть определено из уравнения линии, параллельной диагональной и отстоящей от нее на величину I:

$$I = q - (Na_2O + K_2O) + 56.$$

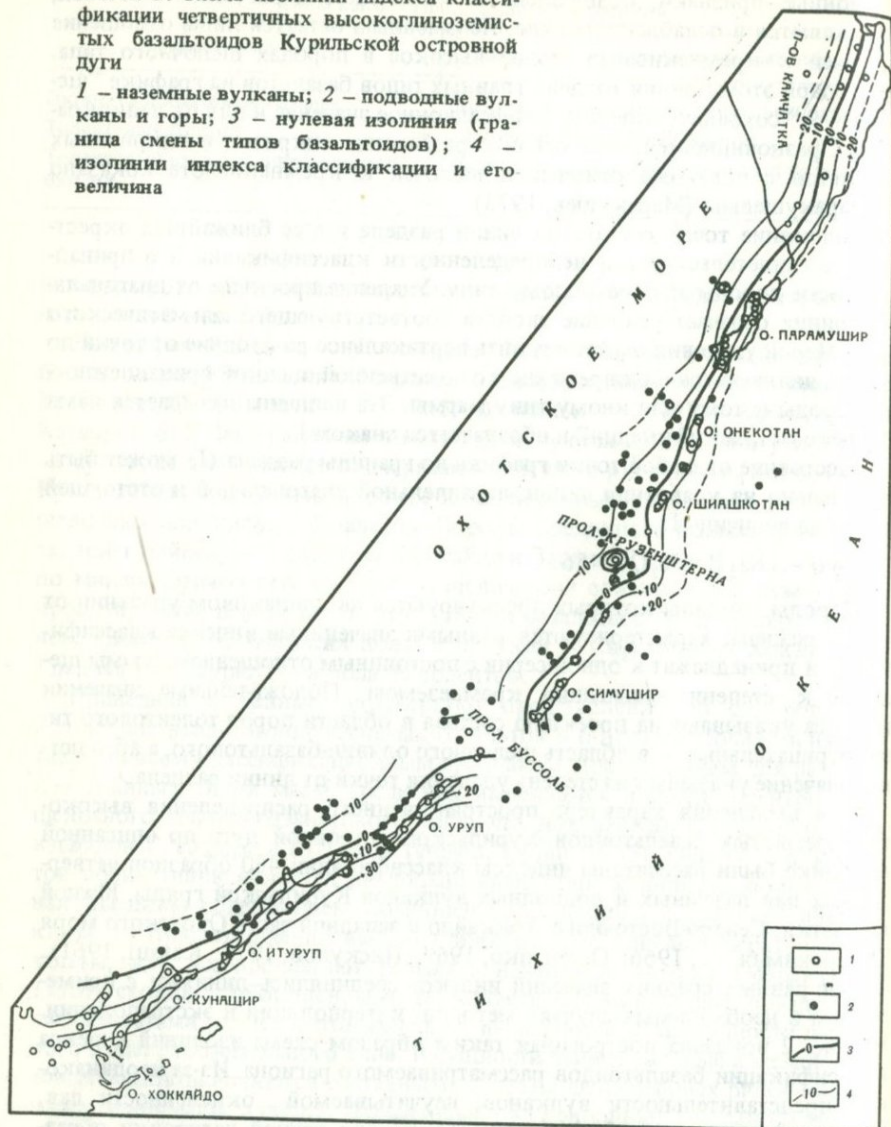
Породы, составы которых проектируются на одинаковом удалении от линии раздела, характеризуются равными значениями индекса классификации и принадлежат к одной серии с постоянным отношением суммы щелочей к степени насыщения кремнеземом. Положительные значения индекса указывают на проекцию состава в области пород толеитового типа, отрицательные — в область щелочного оливин-базальтового, а абсолютное значение указывает на степень удаления точки от линии раздела.

Для выяснения характера пространственного распределения высокоглиноземистых базальтоидов Курильской островной дуги по описанной методике были рассчитаны индексы классификации 480 образцов четвертичных лав наземных и подводных вулканов Курильской гряды, Южной Камчатки, Северо-Восточного Хоккайдо и западной части Охотского моря (Петрохимия... , 1966; Остапенко, 1969; Пискунов, 1975; Katsui, 1961). Точки равных средних значений индекса соединялись линиями с применением в необходимых случаях методов интерполяции и экстраполяции. На рис. 2 показана построенная таким образом схема изолиний индекса классификации базальтоидов рассматриваемого региона. Из-за неодинаковой представительности вулканов, неучитываемой окисленности лав, влияющей на колебания индекса, и отсутствия точной датировки образцов представленная схема является лишь рабочим вариантом. Безусловно, что с получением новых данных она будет уточняться и детализироваться, однако уже и сейчас ее анализ позволяет сделать важные выводы о распределении типов базальтоидов и вариациях их составов.

На схеме видно, что высокоглиноземистые базальтоиды региона представлены двумя типами — толеитовым и щелочным оливин-базальтовым. Линия смены типов — нулевая изолиния — расположена на охотоморском склоне Большой гряды и в южной части более сдвинута к западу от осе-

Р и с. 2. Схема изолиний индекса классификации четвертичных высокоглиноземистых базальтоидов Курильской островной дуги

1 — наземные вулканы; 2 — подводные вулканы и горы; 3 — нулевая изолиния (граница смены типов базальтоидов); 4 — изолинии индекса классификации и его величина



вой линии. К востоку от нее развиты породы толеитового типа (положительные значения индекса), усиливающие свои свойства с приближением к океану. К западу расположена область пород щелочного оливин-базальтового типа, причем наиболее щелочные лавы развиты в северной части Курил и на Южной Камчатке. Вариации состава базальтоидов в направлении от океана к континенту, в полном виде изображаются следующим рядом:

Толейтовый тип:	Значение индекса классификации
Сильно известковистые	больше 20
Известковистые	от 20 до 10
Известково-щелочные	от 10 до 0
Щелочной оливин-базальтовый тип:	
Щелочно-известковистые	от 0 до -10
Умеренно щелочные субщелочные	от -10 до -20
Щелочные	меньше -20

Градиенты вариаций состава неодинаковы по простиранию дуги. Они имеют максимальные значения в ее северной части и на Южной Камчатке и минимальные — в южной части.

Таким образом, схема изолиний индекса классификации подтверждает на количественной основе мнение об увеличении щелочности пород островных дуг к тыловой части и объясняет эти вариации изменением типа высокоглиноземистой магмы и усилением ее "характера" в сторону континента.

Сопоставление изолиний индекса классификации с изолиниями глубин очагов землетрясений и мощности земной коры выявляет интересные данные, свидетельствующие о глубине зоны генерации магмы. Как и линии равных значений индекса, изолинии глубин сейсмофокальной зоны под Курильской дугой сближены в ее северной части и разрежены в южной (Тараканов, 1969). В глубоководных проливах Буссоль и Крузенштерна изолинии среднеглубинных землетрясений изгибаются к востоку, фиксируя ундуляцию зоны очагов землетрясений (Горячев, 1966). Аналогичный изгиб в этих же проливах отмечается и в изолиниях индекса классификации. Сходное явление описано в северной части дуги Тонга, где резкий поворот к западу вулканической цепи сопровождается таким же поворотом сейсмофокальной зоны. Для дуги Тонга это совпадение трактуется как несомненный признак связи процессов магмообразования с глубинными зонами (Dickinson, Natherton, 1967). Вероятно, этот вывод справедлив и для Курильской дуги, тем более, что в данном районе изолинии мощности земной коры (Тузев, 1969) резко дискордантны изолиниям индекса классификации.

Исследование, проведенное на примере Курильских островов, показывает, что высокоглиноземистые базальты, относимые ранее к самостоятельной ассоциации, промежуточной между главными типами базальтов, по особенностям минералогического и химического состава разделяются на породы толейтового и щелочного оливин-базальтового типов. Применение описанной методики пересчета позволяет уверенно классифицировать базальты и выделять среди них породы с более сильными и слабыми свойствами родственного магматического типа.

Анализ пространственного распределения базальтоидов с помощью индекса классификации выявляет закономерности развития в структуре дуги пород каждого типа и вариации их состава, что должно учитываться

при разработке гипотез магмообразования. Сопоставление изолиний индекса с изолиниями мощности земной коры и глубин очагов землетрясений дает новый дополнительный материал для определения глубины зоны генерации магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабич В.В. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Срединного хребта Камчатки. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5.
- Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М., "Наука", 1972.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., "Наука", 1966.
- Золотарев Б.П., Соболев С.Ф. Связь петрохимических особенностей базальтоидов Курильской островной дуги и сопредельных районов с различными типами земной коры. — В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., "Наука", 1972.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Куно Х. Латеральные вариации базальтовой магмы вкост окраины континентов и островных дуг. — В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М., "Наука", 1972.
- Маракушев А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. — Изв. ВУЗов, геология и разведка, 1973, № 8.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967.
- Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир). — Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Остапенко В.Ф. Геологическое строение кальдер Медвежьей и Заварицкого и связь с ними полезных ископаемых. — Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук, Южно-Сахалинск, 1969.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., "Наука", 1966.
- Пискунов Б.Н. Эволюция вулканизма и петрологии магматических образований Большой Курильской горы. — Изв. Сахал. отд. Всес. геогр. об-ва, 1972, вып. 3.
- Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере о-вов Уруп и Симушир). М., "Наука", 1975.
- Тараканов Р.З. Мозаика скоростей в верхней мантии и возможности построения площадного годографа. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 20.
- Тернер Ф., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Туезов И.К. Геофизические исследования Дальневосточного сектора Тихоокеанского кольца. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 20.
- Шейнманн Ю.М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. — Сов. геология, 1965, № 8.
- Aoki K. High-alumina basalt. Earth. Sci. (Chikyu Kagaku). — J. Ass. for the Geol. Collabor. in Japan, 1968, v. 22, N 6 (99).
- Aoki H., Ito M. Against kuno's high-alumina basalt concept again. Earth Sci. (Chikyu Kagaku). — J. Ass. for the Geol. Collabor. in Japan, 1969, v. 23, N 3 (102).
- Basalts, New York, 1967, v. 1.
- Chayes F. A petrographic distinction between Cenozoic volcanics in and around the open oceans. — J. Geoph. Res., 1964, N 8, v. 69.
- Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. — Science, 1967, v. 157, N 3790.
- Katsui Y. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surrounding areas. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV, Supporo, 1961, v. 11, N 1.

- Kuno H.* Petrology of Alaid volcano, North Kurile. — Jap. J. of Geology and Geographie, 1935, v. 12, N 3—4.
- Kuno H.* High-alumina basalt. — J. of Petrology, 1960, v. 1.
- Kurasawa H.* Origin of basaltic magma and high-alumina basalts. Earth. Sci. (Chikyu Kagaku). — J. Assoc. for the Geol. Collabor. in Japan, 1968, v. 22, N 6 (99).
- Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrology, 1964, v. 5, N 1.
- Poldervaart A.* Chemical definition of alkali basalts and tholeiites. — Geol. Soc. Am. Bull., 1964, v. 75.
- Tilley C.E.* Some aspects of magmatic evolution. — Quart. J. Geol. Soc., 1950, v. 106, N 421.

В.Л. Барсуков, Н.А. Дурасова, Р.П. Кравцова

Институт геохимии и аналитической химии им.
В.И. Вернадского АН СССР, Москва

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЛОВА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ИСЛАНДИИ И СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОДВОДНОГО ХРЕБТА

Сравнительное изучение распределения олова в базальтоидах Исландии и Срединно-Атлантического хребта представляет определенный интерес в связи с появлением все большего числа данных, свидетельствующих о том, что мантия Земли может в определенных условиях рассматриваться как возможный источник рудного вещества (Барсуков, Дмитриев, 1972). Сведений о содержании олова в вулканических породах указанных областей в литературе практически нет. Одна цифра приведена Смитом и Бартоном (Smith, Burton, 1972) — 0,7 г/т Sn в базальте Срединно-Атлантического рифта, В.А. Баскиной (1971) в риолите Исландии отмечается 2,6 г/т, С.В. Ефремовой, А.Ф. Мартыновой (1975) на основании приближенно-количественного метода указывается цифра 2 г/т для третичных базальтов и 1,8 для четвертичных.

Исландия является одним из шести центров проявления вулканизма на поверхности Срединно-Атлантического хребта. Кроме того, в геологическом положении Исландии есть и другая особенность — ее центральное положение в пределах Северо-Атлантической третичной платобазальтовой провинции на подводном хребте Уайвила Томсона, который протягивается от Восточной Гренландии до Великобритании. С учетом этих геологических особенностей нами были собраны и изучены образцы третичных платобазальтов Исландии, четвертичных пород ее неовулканической зоны, лав и тефры с о. Хеймаэй, а также базальтов Срединно-Атлантического подводного хребта (района хребта Кольбенсей, Исландского плато, хребта Рейкьянес; зоны Гиббса и Азорских островов, располагающихся соответственно к северу и к югу от Исландии¹ (рис. 1, 2).

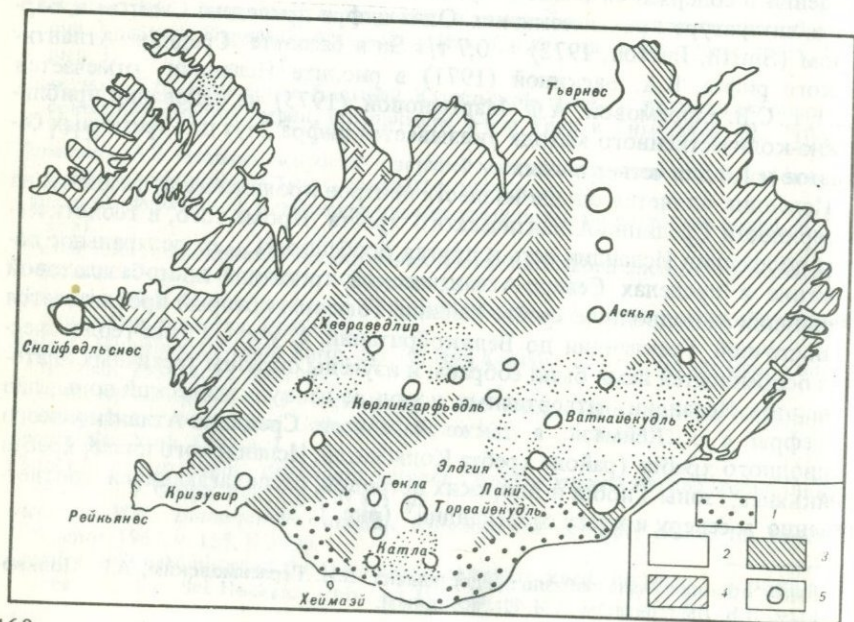
¹ Часть образцов была любезно предоставлена В.И. Герасимовским, А.И. Поляковым, Л.В. Дмитриевым, А.Я. Шараськиным.



Р и с. 1. Карта дна Атлантического океана
вблизи Исландии (National Geographic ma-
gazine, 1968, N 6)

Р и с. 2. Схема геологического строения
Исландии (Пальмассон, 1974)

1 — аллювиальные отложения; 2 — зоны
активного вулканизма; 3 — четвертич-
ные потоки базальтов; 4 — третичные
платобазальты; 5 — центры четвертич-
ного кислого вулканизма



Данные химического определения олова в стандартных образцах

№ пробы	Порода	Определения в г/т				
Ув-1	Международный стандарт	2,7	2,2	2,0	—	1,9
Пр-10	Ультраосновная порода	0,8	1,0	—	—	—
Пр-13	То же	1,3	0,8	—	—	—
Пр-18	"	1,5	1,7	—	—	—
Пр-16	"	1,6	1,8	—	1,4	—
Пр-12	"	1,5	1,3	—	1,8	—
20	Базальт	2	1,7	—	—	—
139	"	2,5	2,0	—	—	—
83	Дацит	4,8	5,0	—	—	—
31	Диорит	5,1	4,2	—	—	—
98	Риолит	4,2	5,1	—	—	—
120	"	4,6	4,4	—	—	—
110	"	5,5	4,7	—	—	—

Петрологические исследования основных пород океана, платформ, основных дуг геосинклиналей (Шейнманн, Баженова, 1972) показали, что при выборе показателей для сравнения их наиболее удобной оказывается величина $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Это отношение служит показателем степени обогащенности базальтоидов калием. Калий явился ключевым элементом для различия приуроченности магматических пород к океаническому, геосинклинальным и континентальным сериям, т.е. калий, видимо, наиболее чутко реагирует на изменение условий выплавления базальтов из мантии Земли. Очевидно, что распределение в базальтоидах малых и рассеянных элементов также должно отражать различия в условиях выплавления базальтов, и прежде всего глубинности и степени выплавления.

Определение олова проводилось количественным спектральным методом. Предварительно международные стандартные образцы пород, а также образцы пород, которые в дальнейшем использовались как эталонные, были проанализированы по химической методике колориметрического определения олова с отделением его на ионообменных смолах и последующей экстракцией (Клинцова, 1974) (табл. 1). Количественный спектральный анализ пород на олово проводился на дифракционном спектрографе "Берд". Использовалась аналитическая линия $3175,04 \text{ \AA}$, поскольку в мафических породах содержания хрома могут достигать значений, мешающих определению Sn по линии $2839,9 \text{ \AA}$, по которой ранее определялось при спектральном анализе Sn в горных породах (Павленко, Попова, 1964).

Полученные результаты определения Sn в вулканических породах представлены в табл. 2 и в виде гистограмм (рис. 3).

Наименьшим содержанием Sn $\sim 0,5-1 \text{ г/т}$ характеризуются четвертичные субгляциальные базальты и перекрывающие их "молодые серые базальты". Серые базальты имеют низкие для пород Исландии содержания

Содержание олова и некоторых петрогенных элементов в породах Исландии и Срединно-Атлантического хребта

Место взятия	Sn, г/т	SiO ₂ , вес. %	Na ₂ O, вес. %	K ₂ O, вес. %	Na ₂ O/K ₂ O
<i>Третичные породы Исландии</i>					
Базальты, андезито-базальты					
(< 57% SiO ₂):					
Северо-запад	<u>0,5-2,5</u>	<u>45,1-49,5</u>	<u>1,50-2,47</u>	<u>0,16-0,55</u>	<u>3,64-15,4</u>
	33	7	7	7	7
Северо-восток	<u>1-2,8</u>				
	7				
Габбро:					
Северо-запад	<u>0,5-1</u>	<u>45,5-48,7</u>	<u>0,77-2,18</u>	<u>0,18-0,41</u>	<u>2,85-11,8</u>
	8	4	4	4	4
Северо-восток, дайка	1				
Андезитодациты, дациты:					
Северо-запад	3				
Северо-восток	<u>3,5-3,7</u>				
	2				
Диориты:					
Северо-запад	<u>4-7</u>	65,7	4,07	1,93	2,1
	3				
Северо-восток, дайка	3,5				
Риолиты, риолито-дациты					
(> 68% SiO ₂):					
Северо-запад	<u>2-3</u>	<u>74,9-75,0</u>	<u>4,43-4,50</u>	<u>2,86-3,80</u>	<u>1,2-1,5</u>
	5	2	2	2	2

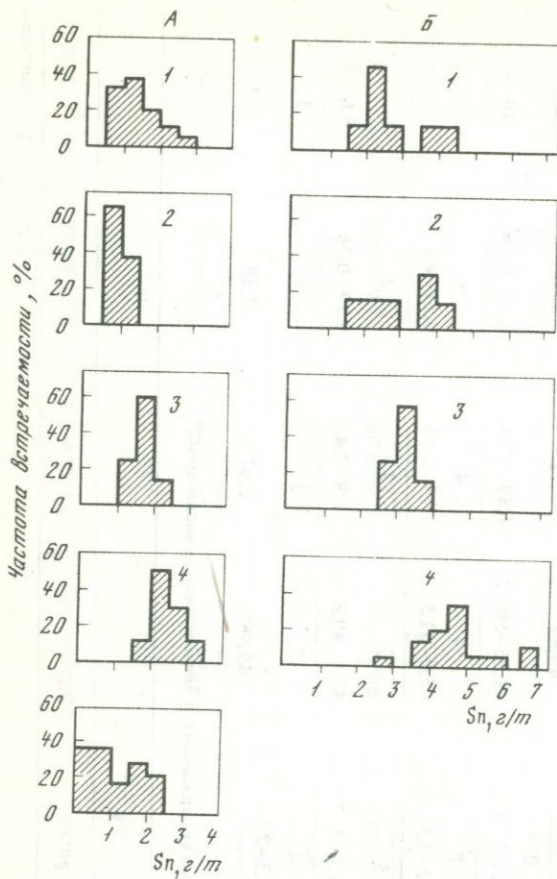
Северо-восток	$\frac{3,6-4,2}{2}$				
Гранофиры:					
Северо-восток, дайка	$\frac{5}{}$				
<i>Четвертичные породы Исландии</i>					
Базальты и андезито-базальты ($< 57\% \text{ SiO}_2$):	$\frac{2,1-3}{}$	$\frac{49,2-55,4}{}$	$\frac{3,04-4,1}{}$	$\frac{0,72-2,0}{}$	$\frac{2,0-5,0}{}$
Район Торфайокудль	$\frac{4}{}$	$\frac{4}{}$	$\frac{4}{}$	$\frac{4}{}$	$\frac{4}{}$
Оравайокудль	$\frac{2,5}{3-3,5}$	$\frac{48,4-51,3}{}$	$\frac{4,0-4,87}{}$	$\frac{0,95-1,09}{}$	$\frac{4,0-4,7}{}$
о. Хеймаэй	$\frac{3}{1,5-2,5}$	$\frac{3}{46,8-47,2}$	$\frac{3}{2,71-3,0}$	$\frac{3}{0,83-0,83}$	$\frac{3}{3,2-3,7}$
Элдгия	$\frac{2}{1,6-2,1}$	$\frac{2}{49,6}$	$\frac{2}{2,68}$	$\frac{2}{0,41}$	$\frac{2}{6,5}$
Лаки	$\frac{3}{3,5-2,9}$	$\frac{3}{54,45}$	$\frac{3}{2,81}$	$\frac{3}{1,01}$	$\frac{3}{2,7}$
Гекла	$\frac{1,9}{2-2}$	$\frac{1,9}{48,3-49,9}$	$\frac{1,9}{1,71-2,34}$	$\frac{1,9}{0,12}$	
Аскья	$\frac{2-2}{4}$	$\frac{4}{4}$	$\frac{4}{4}$	$\frac{4}{4}$	
П-ов Рейкьянес					
Керлинггарфьодль	$\frac{0,5-1,5}{7}$	$\frac{47,2-47,7}{4}$	$\frac{2,08-3,00}{4}$	$\frac{0,23-0,76}{4}$	$\frac{4,0-9,0}{4}$
Субгляциальные базальты					
Центральная часть Исландского грабена	$\frac{0,5-1,5}{4}$	$\frac{17,12-47,42}{4}$	$\frac{1,74-2,10}{4}$	$\frac{0,08-0,15}{4}$	$\frac{14-21}{4}$
Современные серые базальты					

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Место взятия	Sn, г/т	SiO ₂ , вес. %	Na ₂ O, вес. %	K ₂ O, вес. %	Na ₂ O/K ₂ O
Север Исландского грабена	1-2,4	49,1	2,65	0,32	8,3
	8				
Вулкан Эльдборг	2-2	49,0-9,0	1,87-1,94	0,33-0,39	4,8-6,0
	2	2	2	2	
Г а б б р о: Северная часть Исландского грабена	1-2,5				
	3				
А н д е з и т о - д а ц и т ы					
Керлинггарфюдль	1-2,5	60,24-62,67	4,30-4,34	1,76-1,92	2,3-2,4
	2	2	2	2	2
Гекла	5				
Аскья	3,8				
Риолиты, риолито-дациты (> 68% SiO ₂): район Торфайокудль	3-7	69,46-72,92	4,75-5,94	3,61-4,80	1,1-1,5
	26	8	8	8	8
Оравайокудль	5				
Гекла	4,4				
Аскья	3,5-4				
	2				
Керлинггорфюдль	2,0-4,5	69,79-73,0	4,5-5,2	3,40-3,86	1,1-1,5
	6	6	6	6	6
	2,7-4				

Район Гейзера	5	73,82	5,0	3,58	1,4
Хвераведлир	3	71,0	4,30	2,68	1,6
Г р а н о ф и р ы:	3-3				
Северная часть Исландского грабена	2				
Торфайокудль	5	69,4	50,4	3,51	1,4
<i>Базальты Срединно-Атлантического хребта</i>	1,5-2,5	49,7-50,38	1,94-2,28	0,04-0,18	11-54
Рейкьянес	6	3	3	3	3
Рейкьянес в месте пересечения с зоной Гиббса	1,5-1,5	49,82	1,72	0,06	29
	2				
	< 0,5-2	48,96-50,72	1,89-2,18	0,12-0,18	10-18
Район Азорских островов	8	4	4	4	4
	2-2,5	45,0-51,5	1,74-2,13	0,11-0,13	7-16
Хр. Кольбенсей	5	2	2	2	2
	1,5-2	47,5-49,8	1,9-2,4	0,19-0,26	8,6-10
Район Исландского плато	4	3	3	3	3
	2,2-2,5	46,96	2,97	2,39	1,2
о. Ян-Майен, север острова, лава 1970 г.	2				

Примечание: В числителе – пределы колебаний содержаний; в знаменателе – число проб.



Р и с. 3. Гистограммы содержания олова в породах Исландии и Срединно-Атлантического хребта

А — базальты и андезитобазальты: 1 — третичные; 2 — субгляциальные района Керлинггарфьедля; 3 — север Исландского грабена и п-ова Рейкьянес; 4 — щелочные базальты; 5 — толеитовые Срединно-Атлантического хребта; Б — кислые породы: 1 — третичные; 2 — субгляциальные района Керлинггарфьедля; 3 — север Исландского грабена; 4 — щелочные риолиты Торфайекуддя

калия (до 0,08%) и соответственно значения отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ до 21, близкие к таковым в океанических породах зоны разломов Гиббса.

Максимальные значения олова 2–2,5 г/т отмечаются в наиболее щелочных породах восточной ветки зоны — базальтах о. Хеймаэй и андезитобазальтах района Торфайокуддя, базальтах Оравайокуддя, Элдгии. Породы характеризуются высокими содержаниями K_2O — до 2%, самыми низкими отношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 5–2. Близкие по своим значениям величины получены для современных андезитобазальтов и базальтов Геклы.

Промежуточные значения содержания олова — 1,5–2 — обнаружены в толеитовых базальтах севера Исландского грабена и западной части зоны неовулканизма, района п-ова Рейкьянес с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 10\text{--}15$, близким к таковому в северной части подводного хр. Рейкьянес (прилегающей к Исландии), хр. Кольбенсей и Исландского плато.

Несколько меньшие значения содержания олова — 1–1,5 г/т — характеризуют наиболее древние в Исландии третичные платобазальты запада, северо-запада и востока Исландии, относимые В.И. Герасимовским и А.И. Поляковым (1974) по отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, равному $\sim 4,7$, к про-

межучточным разностям между континентальными и океаническими базальтами.

Кислые породы, как отмечалось выше, распространены в Исландии весьма ограниченно. На построенных гистограммах содержаний олова в кислых вулканитах (см. рис. 3) видно, что распределение в них олова повторяет картину распределения в базальтах. Так, самые низкие содержания олова характерны для кислых субгляциальных вулканитов (район Керлинггарфюдля) и для третичных пород на северо-западе острова. Содержание олова несколько повышается в риолитах северо-востока и севера Исландского грабена. Максимальное же содержание олова (так же как и для основных пород) отмечается для наиболее щелочных четвертичных образований района Торфайокудья.

Приводимые нами данные по наиболее редким в Исландии породам среднего состава (см. табл. 2) позволяют характеризовать их как промежуточные образования в ряду от основных до кислых с промежуточными значениями содержаний олова.

Интрузивные породы крайне редки в Исландии и отмечены главным образом в участках с большим эрозионным срезом среди третичных образований и среди четвертичных вулканитов. В них также часто обнаруживается сопоставимое с эффузивными аналогами содержание Sn и отмечается увеличение его к более кислым разностям пород.

Сравнивая между собой отдельные группы базальтов Исландии, мы их сопоставляли с усредненными данными по базальтам Срединно-Атлантического подводного хребта. Но поскольку распределение содержаний олова в последних не монотонно, постольку рассмотрение особенностей распределения олова в океанических базальтах разных частей Срединно-океанического подводного хребта в базальтах других регионов представляет самостоятельный интерес. Полученные нами результаты по содержанию олова в базальтах Срединно-Атлантического хребта в целом сопоставимы с имеющимися в литературе отдельными значениями для океанических базальтов (табл. 3). На гистограмме (см. рис. 3) видно, что содержания олова в указанных интервалах до 2,5 г/т распределяются довольно равномерно, образуя два небольших максимума. Базальты с низкими содержаниями взяты из района Азорских островов и зоны Гиббса, а относительно повышенные значения характерны для пород хр. Кольбенсей и Рейкьянес. По данным Шиллинга (Schilling, 1973) и по результатам наших исследований минимальные содержания K_2O характерны для базальтов из южной части хр. Рейкьянес при пересечении его с зоной Гиббса. Отношение Na_2O/K_2O достигает здесь 54. По направлению к Исландии количество калия в породах растет (так же как и в хр. Кольбенсей), соответственно наблюдается относительное повышение содержания SnO_2 , причем эти величины становятся близкими к таковым для толеитовых базальтов неовулканической зоны Исландии. По гипотезе Шиллинга, исходный для выплавления базальтов первичный мантийный материал, который располагается глубже, чем таковой под срединно-океаническими рифтами, более обогащен K_2O и другими литофильными элементами с большими ионными радиусами. Он поступает в срединную часть неовулканической зоны Исландии и в какой-то степени влияет на состав пород прилегающих час-

Содержание олова в базальтах (по литературным данным)

	Район	Порода	Содержание Sn, г/т	Литературный источник
Океанические базальты	Срединно-Атлантический рифт	Базальт	0,7	Smith, Burton, 1972
	Океанический срединно-индийский хребет	"	1,1	То же
	То же	"	2	Сахно и др., 1970
	Тихий океан	"	2,7	Smith, Burton, 1972
	То же	Оливиновый базальт	0,9	То же
Островные базальты	О. Лорд Хау	Оливиновый трахибазальт	1,8	"
	То же	Оливиновый базальт	1,0	"
	"	То же	1,8	"
	"	Оливиновый трахибазальт		
	"	Базальт	2,1	"
	Гавайские острова	Толеитовый базальт	3,5	"
	"	Анкарамит	1,8	"
Тонги	Базальт	3,2	Сахно и др., 1970	

Рассчитанные параметры корреляционной зависимости

Элемент	Выборка	Средние	Средние квадратичные
Sn } SiO ₂ }	90	2,506	1,376
		55,494	10,333
Sn } K ₂ O }	71	2,519	1,447
		1,971	4,187

сей океанического рифта. Мы не беремся судить о правильности этой гипотезы, но определенная связь между содержаниями K_2O и олова в базальтоидах безусловно прослеживается. Об этом свидетельствует полученная нами совместно с А.В. Гараниным на счетно-аналитической машине Мир-2 прямая корреляционная зависимость между Sn и K_2O , а также Sn и SiO_2 (табл. 4, рис. 4) в породах Исландии. Рассчитанные уровни значимости показывают большую достоверность корреляции — 95%. Такая же тенденция прослеживается нами в породах Гавайских островов и Срединно-Атлантического хребта (Барсуков и др., 1975).

В результате проведенных исследований охарактеризованы и сопоставлены по распределению в них олова различные группы пород Исландии и Срединно-Атлантического хребта. Наиболее низкие концентрации олова характерны для толеитовых базальтов третичного и четвертичного возраста. Повышенные значения отмечаются в современных наиболее щелочных базальтах и андезито-базальтах восточной ветви зоны неовулканизма.

Распределение олова в кислых вулканитах повторяет картину его распределения в базальтах: Sn отмечается в щелочных риолитах.

Океанические базальты Срединно-Атлантического хребта характеризуются низкими содержаниями олова и близки по своим значениям к толеитовым разностям пород Исландии.

Отмечена прямая корреляционная зависимость между содержаниями Sn и K_2O и Sn и SiO_2 в породах. Следовательно, уровни содержания олова в изученных породах находятся в тесной зависимости от петрохимического состава этих пород, а значит, от условий их формирования и могут в определенной степени являться показателями глубинности процесса выплавления базальтов.

В заключение авторы благодарят А.И. Полякова за прочтение статьи и критические замечания.

Таблица 4

олова от SiO_2 и K_2O в породах Исландии

Корреляция		R крит.	Вероятность прямой зависимости при уровне значимости 0,05
Sn	SiO_2		
0,00	—	0,20	95%
0,75	0,00		
Sn	K_2O	0,22	95%
1,00	—		
0,39	1,00		

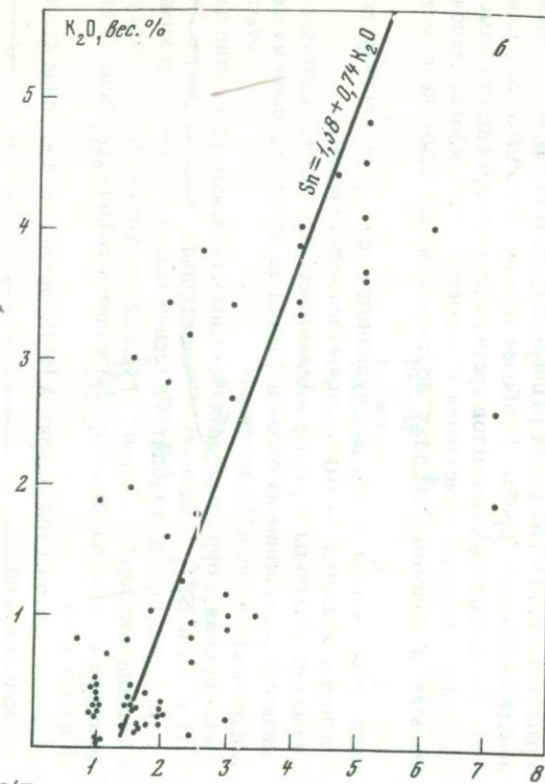
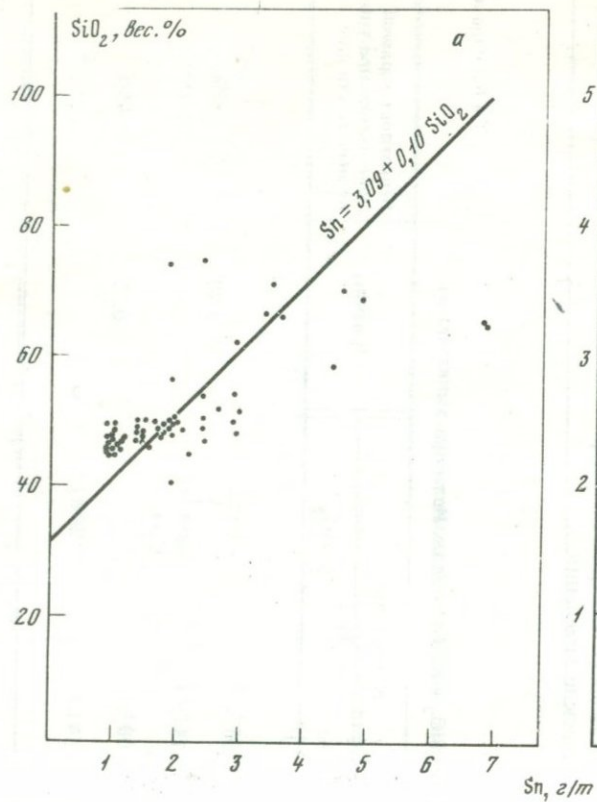


Рис. 4. Зависимость содержания олова от SiO₂ и K₂O в породах Исландии

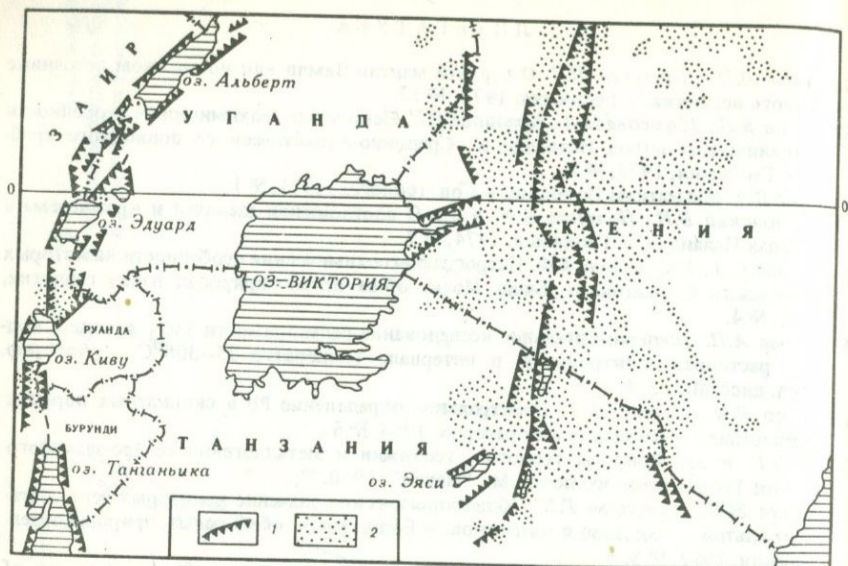
- Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — Геохимия, 1972, № 12.
- Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Кравцова Р.П. Некоторые геохимические особенности вулканических пород Исландии и Срединно-Атлантического подводного хребта. — Геохимия, 1975, № 3.
- Баскина В.А. Магматизм Исландии. — Сов. геология, 1971, № 1.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И. и др. О соотношении щелочей и кремнезема в породах Исландии. — Геохимия, 1974, № 7.
- Ефремова С.В., Мартынова А.Ф. Петрографо-геохимические особенности некоторых исландских базальтов. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геологии, 1975, № 4.
- Клинова А.П. Экспериментальное исследование растворимости SnO_2 в воде и водных растворах электролитов в интервале температур 25–300°C. — Автореф. канд. дисс. М., 1974.
- Павленко Л.И., Попова В.С. Спектральное определение Pb в силикатных породах и минералах. — Заводская лаборатория, 1964, № 6.
- Сахно В.Г. и др. Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1970.
- Шейнманн Ю.М., Баженова Г.Н. Общегеологическое значение некоторых черт состава базальтов океанов и материков. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геологии, 1972, № 3.
- Palmasson G., Samudsson K. Iceland in relation to the mid-atlantic ridge. — Ann. rev. of Earth and Planetary Sci., 1974, v. 2.
- Smith J.D., Burton J.D. The occurrence and distribution of tin with particular reference to marine environments. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1972, v. 36.

В.И. Герасимовский, А.И. Поляков

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РИФТОВЫХ ЗОН ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Изучение химизма вулканических пород рифтовых зон представляет большой интерес, так как здесь наиболее отчетливо проявлена связь вулканизма с глубинными разломами и веществом верхней мантии в пределах континентов. Процессы платформенного рифтогенеза наиболее полно и всесторонне проявились при формировании Восточно-Африканской рифтовой системы (Белоусов и др., 1974). Исследования проводились на территориях Кении, Танзании, Уганды, Руанды и Бурунди в пределах южного окончания Восточной рифтовой зоны и северного окончания Западной рифтовой зоны. Эти рифтовые зоны различаются по своему тектоническому положению и характеру вулканических проявлений. Первая является, по классификации Е.Е. Милановского (1969), сводово-вулканической, вторая — щелевой. Распространение и объемы вулканических пород резко различаются (рис. 1). Для Восточной рифтовой зоны, формирующейся на сводовом поднятии в условиях растяжения, характерны огромные площади распространения вулкаников, превышающие 200 тыс. км² с объемом более 150 тыс. км³ (Кения, Танзания, Уганда).



Р и с. 1. Схематическая карта распространения рифтогенных вулканических пород в Восточной Африке

1 — разломы; 2 — вулканогенные породы

Здесь находятся гигантские вулканические постройки Килиманджаро, Меру, Нгоро-Нгоро и др. Для Западной рифтовой зоны, где преобладают вертикальные движения, объемы вулканитов на порядок меньше. По возрасту вулканические породы рифтовых зон являются неоген-четвертичными, отдельные вулканы активны в настоящее время (Ол-Доиньо-Ленгаи, Ньярагонго).

По химическому и петрографическому составам среди вулканитов рифтовых зон Восточной Африки выделяются три крупные серии пород: серия натриевых щелочных пород, серия калиевых щелочных пород и серия пород умеренной щелочности (рис. 2).

I. Серия натриевых щелочных пород распространена в пределах Восточной рифтовой зоны. Среди пород этой серии обнаруживаются щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты, мелилититы, базаниты, нефелиниты, фонолиты, Na-Ca и Ca карбонатиты. Эти породы слагают вулканические постройки центрального типа, такие, как Меру, Хананг, Содиман и др., в которых туфы и агломераты значительно преобладают над лавами. II. Серия калиевых щелочных пород распространена в Западной рифтовой зоне (вулканические поля Вирунга и Торо-Анколе). В нее включены две группы пород: а) группа бесполовошпатовых пород (угандиты, катунгиты, мафуриты, лейцититы, карбонатиты); б) группа полевошпатовых пород (лейцитовые базаниты, трахибазальты и трахиты). Особенности химического и минералогического состава пород натриевой и калиевой щелочных серий наглядно иллюстрируются рис. 3а и 3б. III. Серия пород умеренной щелочности распространена го-

раздо шире описанных выше щелочных серий и развита как в Восточной, так и в Западной рифтовых зонах. Породы этой серии слагают вулканы центрального типа и известны как продукты трещинных излияний. Среди пород этой серии отмечаются две группы пород: а) недосыщенные SiO_2 — пикрито-базальты, оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, щелочные трахиты и фонолиты; б) насыщенные SiO_2 андезитобазальты, кислые трахиты, пантеллериты и комендиты. Породы последней группы распространены главным образом севернее района наших работ в Северной Кении и Эфиопии.

Выделенные серии пород развиваются независимо и отделены друг от друга во времени и пространстве. Становление щелочных серий характерно для периодов со спокойным тектоническим режимом, как правило, на ранних этапах рифтогенеза. Породы серии умеренной щелочности формируются в периоды интенсивных тектонических подвижек. Насыщенные SiO_2 породы возникают на зрелой стадии развития рифтовой структуры.

Изучение распространенности, петрохимических особенностей выделенных серий пород, порядка кристаллизации и состава минералов, а также термометрические исследования показывают, что состав родоначальных расплавов отвечает для натриевой щелочной серии — оливиновому меланефелиниту, для группы бесполевошпатовых пород калиевой щелочной серии — оливиновому мелалейцититу (угандиту) и для умеренно щелочной серии — оливиновому базальту (табл. 1).

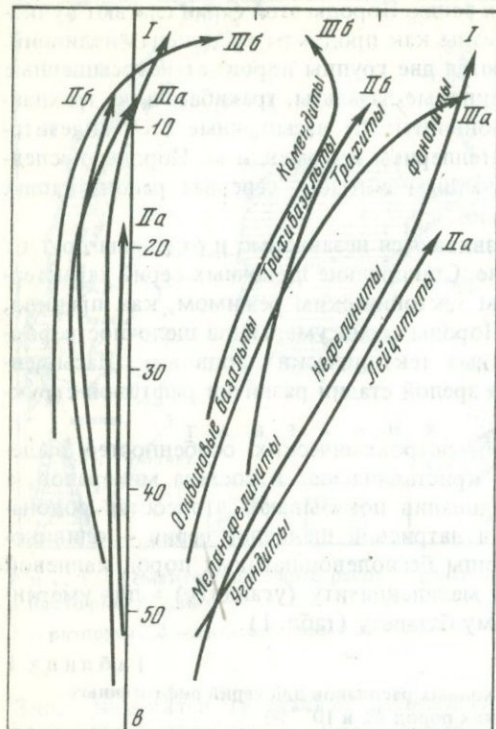
Таблица 1

Средний химический состав исходных расплавов для серий рифтогенных вулканических пород (% и $10^{-4}\%$)

Компоненты	Серии пород			Компоненты	Серии пород		
	На-щелочная	К-щелочная	Умеренно-щелочная		На-щелочная	К-щелочная	Умеренно-щелочная
	1	2	3		1	2	3
SiO_2	41,4	40,9	45,8	ΣTR	320	480	180
TiO_2	2,5	4,0	2,5	Zr + Hf	270	320	260
Al_2O_3	9,2	7,2	14,0	Nb	110	120	58
Fe_2O_3	5,9	5,6	4,9	Th	8,2	11,0	3,8
FeO	6,6	5,7	8,1	Ba	740	1600	500
MnO	0,2	0,2	0,2	Sr	960	1200	700
MgO	13,6	16,9	8,0	V	226	250	260
CaO	13,5	10,6	10,9	Cr	220	900	320
Na_2O	3,4	1,5	2,9	Ni	140	270	140
K_2O	1,4	4,4	1,2	Co	40	45	50
H_2O^+	1,8	2,5	1,0				

Примечание: 1 — оливиновый меланефелинит; 2 — оливиновый мелалейцитит (угандит); 3 — оливиновый базальт.

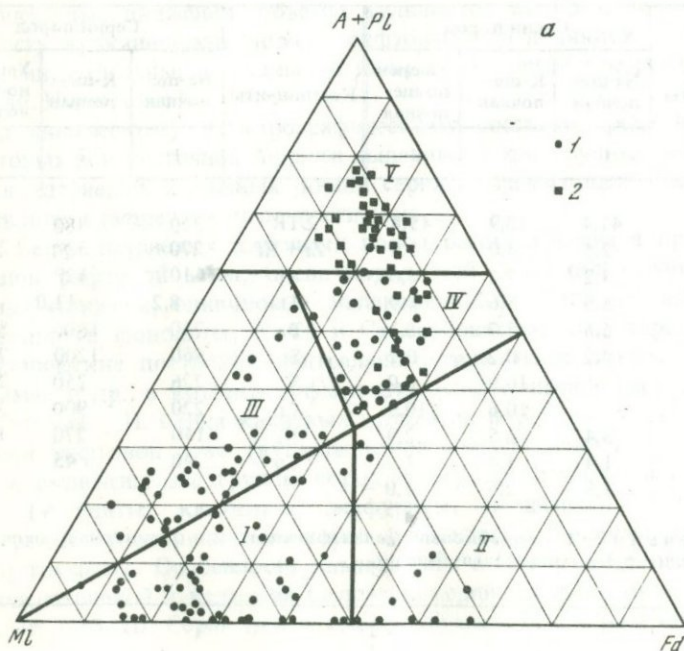
с 10 S 10 20 30а



Р и с. 2. Сводная петрохимическая диаграмма составов вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки

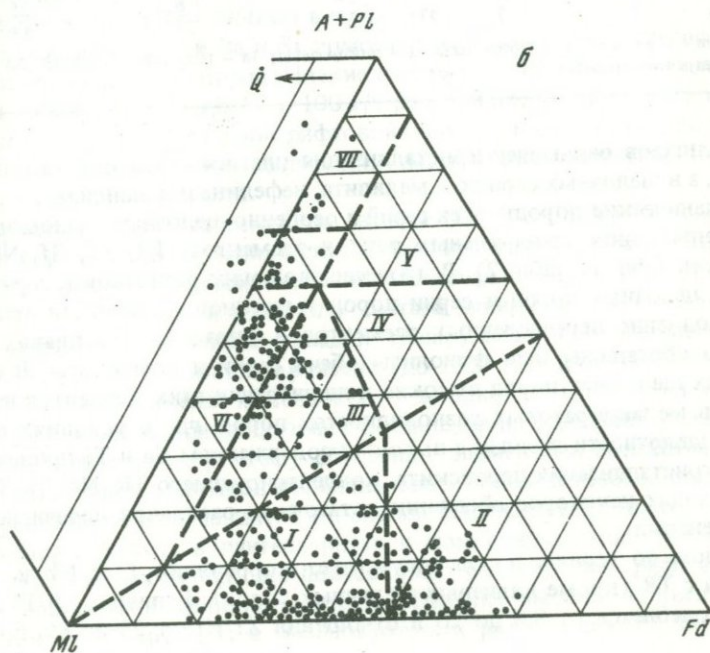
Р и с. 3. Нормативные минеральные составы щелочных пород рифтовых зон Восточной Африки

а) 1 - породы Na-щелочной серии; 2 - фенолиты серии умеренной щелочности; б) породы K-щелочной серии; I - щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты, мелилититы, угандиты, катунгиты, мафуриты; II - нефелиниты, лейцититы; III - базаниты; IV и V - фенолиты; VI - трахибазальты; VII - трахиты



Общей особенностью выделенных серий рифтогенных вулканитов является повышенная щелочность всех разновидностей пород. Кроме типичных щелочных разновидностей с модалным нефелином и лейцитом, при пересчете химических анализов постоянно обнаруживаются нормативные фельдшпатоиды, акмит или силикат натрия. Агпайтовые разновидности пород характерны для всех выделенных серий. Исходные расплавы щелочных серий по сравнению с базальтами умеренно-щелочной серии обогащены щелочами, MgO , CaO и обеднены SiO_2 и Al_2O_3 . Родоначальные расплавы К-щелочной серии наиболее обогащены K_2O , MgO и TiO_2 .

В процессе кристаллизации от первичных выплавок к остаточным расплавам в умеренно-щелочной и натриевой щелочной сериях происходит увеличение содержаний щелочей, кремнезема и глинозема и уменьшение содержаний MgO , CaO и FeO . В каждой из серий имеются породы, обогащенные минералами-кумулятами: оливином и клинопироксеном (щелочные пикриты и пикрито-базальты) и остаточные расплавы (фонолиты, комендиты). Эволюция в сериях пород контролируется явлениями кристаллизационной дифференциации, приводящей в зависимости от состава исходных выплавок к остаточным расплавам фонолитового или комендитового состава. Промежуточными продуктами дифференциации в серии щелочных пород являются нефелиниты, а в серии пород умеренной щелочности — трахиты. В серии калиевых щелочных пород происходит эволюция от оливиновых мелалейцититов к лейцититам. Ранняя кристаллизация магнезиального оливина, клинопироксена и титаномангнетита играет важную роль в эволюции расплавов всех серий. Кроме того, в серии пород умеренной щелочности существенное значение на эволю-



Средний химический состав остаточных расплавов для серий рифтогенных вулканических пород (% и $10^{-4}\%$)

Компоненты	Серии пород			
	Na-щелочная	К-щелочная	Умеренно-щелочная	
	1	2	3а	3б
SiO ₂	51,7	42,4	55,0	69,7
TiO ₂	1,0	3,1	0,7	0,5
Al ₂ O ₃	19,3	17,1	19,6	11,1
Fe ₂ O ₃	3,9	4,0	2,6	3,4
FeO	2,4	6,8	3,2	3,2
MnO	0,2	0,3	0,3	0,2
MgO	1,0	3,4	1,1	0,5
CaO	4,1	9,3	2,0	0,8
Na ₂ O	8,9	5,0	7,3	5,9
K ₂ O	4,6	7,1	5,5	4,1
H ₂ O	2,6	0,6	2,4	0,5
ΣTR	420	360	360	820
Zr + Hf	780	405	820	1950
Nb	170	170	230	170
Th	25	20	18	48
Ba	1760	1400	420	67
Sr	1680	1150	210	50
V	47	240	17	50
Cr	14	120	13	34
Ni	10	24	8,3	25
Co	7	27	11	45

Примечание: 1 — феонолиты; 2 — лейцититы; 3а — платофеонолиты; 3б — паллеллиты и комендиты.

цию расплавов оказывает кристаллизация плагиоклазов и К-Na полевых шпатов, а в щелочных сериях — мелилита, нефелина или лейцита.

Вулканические породы всех серий и особенно щелочные разновидности обогащены рядом литофильных редких элементов: TR, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th (см. табл. 1; табл. 2). В процессе эволюции расплавов в серии натриевых щелочных пород и серии пород умеренной щелочности происходит накопление перечисленных элементов в остаточных расплавах. Значительно обогащены ими феонолиты обеих серий и комендиты. В серии калиевых щелочных пород высокие концентрации этих элементов наблюдаются в меланократовых разновидностях пород, где в условиях повышенной щелочности в связи с высоким содержанием Ca и Ti происходит ранняя кристаллизация перовскита, концентрирующего TR, Nb, Ta, Th, U, и происходит некоторое обеднение остаточных расплавов перечисленными элементами.

В целом по сериям пород отсутствует корреляция Ti с Nb и Ta, а также Ca с TR (кроме калиевых щелочных пород). Величина Nb/Ta отношения колеблется от 8,8 до 20 и отношения Zr/Hf от 25 до 89, причем

наблюдается увеличение этого отношения для пород, кристаллизовавшихся из остаточных расплавов.

Вулканические породы рифтовых зон и, особенно, щелочные породы характеризуются высокими содержаниями бария и стронция (Ba-Sr провинция). В породах натриевой щелочной серии проявлена корреляционная зависимость между Ba и K. Остаточные расплавы нефелинитового и фанолитового составов обогащены калием и барием по сравнению с родоначальными выплавками. Ba концентрируется в плагиоклазах (до 1000 г/т) и K-Na полевых шпатах (до 2700 г/т), поэтому в серии пород умеренной щелочности, где фракционирование полевых шпатов играет существенную роль, остаточные расплавы фанолитового и особенно пантеллерит-комендитового составов резко обеднены Ba. В серии калиевых щелочных пород корреляция между K и Ba отсутствует. Наиболее обогащены барием меланократовые щелочные разности (до 2900 г/т в катунгите). Вероятно, здесь присутствуют бариевые акцессорные минералы.

Стронций имеет сходную с барием геохимическую историю. Между ними, как правило, наблюдается положительная корреляция. В то же время корреляция между Sr и Ca не устанавливается. Стронций концентрируется в клинопироксенах (до 1000 г/т) и плагиоклазах (до 1300 г/т). В натриевой щелочной серии накапливается в нефелинитах и фанолитах. В серии пород умеренной щелочности кристаллизующиеся из остаточных расплавов фанолиты, трахиты, комендиты беднее стронцием, чем родоначальные расплавы, вследствие фракционирования плагиоклаза. В этой серии наиболее обогащены Sr (так же как и Ba) промежуточные члены дифференциации — трахи-андезито-базальты. Максимальные концентрации стронция обнаруживаются в меланократовых разновидностях калиевых щелочных пород (до 2950 г/т в мафурите).

Особенности геохимии Ba и Sr помогают в установлении генетических связей отдельных групп пород. Низкие содержания Ba и Sr в миоценовых плато-фанолитах (до 85 г/т Sr и 100 г/т Ba), широко развитых на плечах Кенийского участка Восточной рифтовой зоны, позволяют связывать эти породы с серией умеренной щелочности, несмотря на отсутствие прямых геологических доказательств.

Содержание элементов семейства железа (Cr, Ni, Co, V) чрезвычайно широко варьирует в вулканических породах рифтовых зон. Наиболее обогащены этими элементами меланократовые разновидности пород всех серий. При изучении химического состава минералов вулканических пород высокие содержания ванадия обнаружены в титано-магнетите (2100 г/т), хрома — в клинопироксене (до 2000 г/т) и магниохромите (32,57% Cr₂O₃), никеля и кобальта — в оливине (до 1700 г/т Ni и 280 г/т Co). Ранняя кристаллизация и удаление из расплавов указанных минералов приводят к резкому обеднению элементами семейства железа всех остаточных расплавов нефелинитового, лейцититового, фанолитового, трахитового и комендитового составов. Однако содержание элементов семейства железа в пантеллеритах и комендитах выше, чем в среднем составе кислых пород; это подчеркивает связь кислых рифтогенных пород с расплавами основного состава. Наиболее высокие концентрации Cr, Ni, Co, V обнаружены в меланократовых разновидностях пород ка-

лиевой щелочной серии (до 2000 г/т Cr, 600 г/т Ni) в мафурите, до 100 г/т Co и 470 г/т V в утандите). Содержания перечисленных элементов в калиевых меланократовых породах выше даже, чем в пикрито-базальтах. Особенности распределения литофильных и сидерофильных редких элементов подтверждают высказанный ранее тезис о самостоятельности первичных выплавов для выделенных серий пород. Особенно это необходимо подчеркнуть для калиевой щелочной серии, о происхождении пород которой было высказано около 15 различных гипотез (Bell, Powell, 1969). Наиболее популярными среди них являлись ассимиляционные гипотезы, в которых предполагалось, что источником литофильных элементов является земная кора, а мафические элементы связаны с веществом мантии, откуда они извлекаются либо базальтовыми расплавами (Тернер, Ферхуген, 1961), либо эманациями и карбонатитовыми расплавами (Holmes, 1950). Геохимические данные показывают, что калиевые щелочные породы богаче рядом литофильных элементов, чем кислые породы, и богаче сидерофильными элементами, чем базальтовые расплавы, поэтому они не могут возникать в результате смешения указанных выше материалов, а являются самостоятельными. Не совсем ясен вопрос о связи пород полевошпатовых и бесполевошпатовых, принадлежащих к калиевой щелочной серии. Расплавы, из которых формируются лейцитовые базаниты и трахибазальты, являются либо гибридными, возникшими в результате ассимиляции высокотемпературными калиевыми ультраосновными расплавами кислых пород земной коры, о чем свидетельствует увеличение отношения Sr^{87}/Sr^{86} по мере насыщения составов пород SiO_2 (Bell, Powell, 1969), либо же связанными с самостоятельными источниками плавления в верхней мантии.

Эффузивы щелочных серий содержат включения нодулей глубинных ультраосновных пород: гранатовых и шпинелевых перидотитов и лерцолитов в Восточной рифтовой зоне и биотитовых перидотитов в Западной рифтовой зоне. Эти породы дают представление о составе верхней мантии в районе развития вулканитов. Наличие ксенолитов гранатовых лерцолитов указывает на вероятные глубины формирования родоначальных щелочных расплавов порядка 80–100 км. Включения биотитовых перидотитов и глиммеритов в породах калиевой щелочной серии характеризует, вероятно, неоднородность вещества верхней мантии по содержанию щелочей и подтверждает гипотезу В.С. Соболева (1970) о мантийном происхождении лейцитовых пород вследствие избирательного плавления богатых калием ультрабазитов.

Карбонаты постоянно присутствуют в вулканических породах. Включения высокоплотной углекислоты, захваченной при больших давлениях (1,6–6,0 кб), обнаружены во многих минералах (Наумов, Поляков, 1971). В процессе эволюции расплавов натриевой и калиевой щелочных серий возникают кальциевые и натрово-кальциевые карбонатиты. На вулканах рифтовой зоны Ол-Доиньо-Ленгаи, Керимаси, Калианго наблюдались лавовые потоки карбонатитов, явившиеся неоспоримым доказательством существования карбонатитового расплава. Карбонаты Ca и Na обнаружены в многофазных первичных включениях в минералах щелочных пород. При попытках добиться гомогенизации подобных

включений путем нагрева Б.П. Романчев (1972) обнаружил явления ликвации. Карбонатная и силикатная жидкости сосуществуют во включениях при температурах 700–900°C. Ликвационное происхождение карбонатитов в свете этих фактов представляется вполне вероятным. Карбонатиты обогащены рядом редких элементов: Sr, Ba, TR, Zr, Nb, Th, U. Данные по соотношению изотопов C^{13}/C^{12} (Виноградов и др., 1970), O^{18}/O^{16} (Виноградов и др., 1971), Sr^{87}/Sr^{86} (Bell, Powell, 1969) свидетельствуют о генетическом родстве карбонатитов с силикатными щелочными породами и о ювенильном (мантийном) источнике вещества карбонатитов.

Выводы: 1. Среди вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки по вещественному составу выделены три независимые серии, связанные с самостоятельными ювенильными расплавами: серия натриевых щелочных пород, серия калиевых щелочных пород и серия пород умеренной щелочности.

2. В сериях пород Na-щелочной и умеренно-щелочной от исходных выплавов к остаточным расплавам происходит накопление редких литофильных элементов (TR, Zr, Nb, Th, U и др.) и уменьшение содержания элементов семейства железа (V, Cr, Ni, Co).

3. В серии калиевых щелочных пород максимальные концентрации как литофильных (Ba, Sr, TR, Zr, Nb, Th, U), так и сидерофильных элементов (V, Cr, Ni, Co) характерны для меланократовых разновидностей (угандиты, катунгиты, мафуриты).

4. Характер распределения петрогенных и редких элементов в сериях рифтогенных вулканических пород показывает, что главным процессом, определяющим эволюцию магматических расплавов, является кристаллизационная дифференциация. Для карбонатитов, связанных с породами щелочных серий, вероятным механизмом образования является ликвация.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев Н.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.И., Седов В.В. Восточно-Африканская рифтовая система. М., "Наука", 1974.
- Виноградов А.П., Кропотова О.И., Герасимовский В.И. Изотопный состав углерода карбонатитов Восточной Африки. — Геохимия, 1970, № 6.
- Виноградов А.П., Донцова Е.И., Герасимовский В.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода карбонатитов из континентальных рифтовых зон Восточной Африки. — Геохимия, 1971, № 5.
- Милановский Е.Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. — Вестник МГУ, 1969, № 1.
- Наумов В.Б., Поляков А.И. Термобарометрическое исследование включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки. — Геохимия, 1971, № 4.
- Романчев Б.П. Условия формирования пород некоторых карбонатитовых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений. — Геохимия, 1972, № 2.
- Соболев В.С. О генезисе лейцитовых пород. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 4.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Bell K., Powell J.L. Strontium isotopic studies of alkalic rocks: the potassium rich lavas of the Birunga and Toro-Ankole regions. — J. Petrol., 1969, v. 10, N 3.
- Holmes A. Petrogenesis of Katungite and its associates. — Am. Mineralogist, 1950, v. 35, N 2.

ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МАГМООБРАЗОВАНИЯ И ВУЛКАНИЗМА

А.И. Киселев, И.К. Карпов

Институт земной коры СО АН СССР

ГЕТЕРОГЕННЫЕ РАВНОВЕСИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, ИЗУЧЕННЫЕ МЕТОДАМИ ОПТИМАЛЬНОГО ПРОГРАММИРОВАНИЯ

Достижения теоретической и экспериментальной петрологии в области высокотемпературных и высокобарных фазовых равновесий, фазовых диаграмм и уравнений состояния вероятных мантийных парагенезисов являются основой представлений о минералогическом и химическом составе мантии Земли. В настоящее время делаются попытки корреляции физических и химических свойств мантийных минералов с плотностными и скоростными профилями для отдельных регионов, полученными на основе сейсмологических данных до глубин порядка 700 км (Ahrens, 1973). Изменение физических свойств мантии с глубиной связывается с перераспределением магния и железа между сосуществующими в ней минералами, а также с фазовыми переходами. В этих построениях никак не учитывается влияние вероятной флюидной фазы на изменение физических свойств субстрата мантии, в то время как сейчас совершенно немыслимы многие глубинные процессы в коре и мантии без анализа эволюции флюидного режима. Глобальная дегазация мантии некоторыми исследователями рассматривается как единственно возможный механизм формирования земной коры, атмосферы и гидросферы (Виноградов, 1959; Мархинин, 1967; Кропоткин, 1972).

Представления о трансмагматических и рудогенерирующих растворах предполагают их мантийный источник (Коржинский, 1973).

Физико-химическая интерпретация астеносферного слоя мантии допускает наличие в нем некоторого количества воды и (или) углекислоты (Wyllie, 1971; Green, 1972).

Проблема минерального происхождения нефти связана с оценкой термодинамических условий устойчивости мантийных флюидов.

Только присутствием флюидной фазы можно удовлетворительно объяснить возникновение очагов основных и ультраосновных-щелочных расплавов в верхней мантии, так как в сухих условиях положение кривой мантийного солидуса находится много выше кривой геоизотермы.

Весьма интересны физико-химические исследования флюидного режима геосинклинальных систем в связи с процессами метаморфизма. В связи с уменьшением парциального давления кислорода с глубиной флюидный режим становится все более восстановительным. Окисление флюидов в верхних структурных этажах Земли сопровождается экзотермическим эффектом — выделением тепла, которое может служить дополнительным источником процессов метаморфизма и магматизма (Маракушев, Перчук, 1971). Представления о флюидном режиме глубинных зон Земли, за исключением немногих, в основном вытекают из историко-геологического анализа развития земной коры. Более строгие физико-химические построения стали возможны в последнее время благодаря целенаправленным исследованиям вероятных мантийных пород, успехам экспериментальной петрологии в области высоких и сверхвысоких давлений, пополнению списка веществ с известными термодинамическими свойствами и новому методическому подходу к расчетам гетерогенных равновесий в сложных природных мультисистемах с помощью ЭВМ.

Наряду с несомненными успехами физико-химического анализа глубинных геологических процессов все еще имеют место методические трудности при их всестороннем изучении. Наиболее слабым звеном термодинамического анализа является вынужденное игнорирование валового (химического) состава изучаемых многокомпонентных систем и рассмотрение лишь отдельных реакций, например в координатах $T - \lg f_{O_2}$. Фугитивность кислорода при этом определяется по минеральным буферам (магнетит-ильменитовому, гематит-магнетитовому, кварц-магнетит-фаялитовому и др.), а затем переносится на те породы, в которых встречаются эти буферные минералы. Недостаточная термодинамическая корректность подобного методического приема состоит в том, что летучесть кислорода в системе определяется не отдельными буферными реакциями, а всем ее валовым составом.

Применяемая в настоящем исследовании методика физико-химического моделирования на ЭВМ сейчас является несомненно мощным и перспективным инструментом расчета минеральных равновесий природных мультисистем. В ее основе лежит определение минимума функции свободной энергии Гиббса методами оптимального программирования (Карпов и др., 1971). В самом общем виде это выглядит следующим образом. В зависимости от целей научной задачи выбирается модельный валовый состав системы (например, химический анализ породы) и потенциальная совокупность минеральных фаз с известными термодинамическими свойствами, которая может быть получена из валового состава системы при определенных $P-T$ условиях. Решая задачу минимизации термодинамического потенциала с ограничительными условиями в виде уравнений баланса масс, получаем на $P-T$ диаграмме совокупность точек, представляющих равновесные минеральные парагенезисы. Причем число минеральных фаз в каждой точке по правилу фаз Гиббса не превышает числа независимых компонентов системы. Решение двойственной задачи оптимального программирования дает значения химических потенциалов независимых компонентов системы.

Постановка проблемы гетерогенных равновесий и флюидного режима верхней мантии, исходя из изложенных выше методических возможностей, сводилась к попытке получить ответы на следующие вопросы:

1. Существует ли термодинамическая вероятность устойчивости компонентов флюида в верхней мантии, таких, как H_2O , CO_2 , углеводороды и др., равновесных с конденсированными фазами?

2. Каково влияние вероятного мантийного субстрата на компонентный состав флюидной фазы?

3. Оценка количественных соотношений компонентов флюида при его миграции из мантии.

Петрологические предпосылки постановки данной проблемы кроме уже отмеченных выше общетеоретических положений опираются на следующие данные.

Наличие газовых включений в барофильных минералах верхней мантии (оливин, орто- и клинопироксены, гранат), в том числе и в алмазе (Melton et al., 1972), содержание битумов в метеоритах, кимберлитах, базальтах и других изверженных породах является достаточно веским основанием для предположения о мантийном источнике части углеводородов. ИК-спектроскопией доказано содержание малых количеств воды в традиционно безводных силикатах (диопсид, гранат, оливин, полевые шпаты и др.) в виде ионов OH , ассоциированных с катионными позициями структуры, имеющими нарушенный баланс зарядов, вызванный гетеровалентным замещением ионов или их отсутствием (Martin, Donnay, 1972; Wilkins, Sabine, 1973).

При моделировании рассматривалась мультисистема из 12 независимых компонентов: $Si-Ti-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-H-C-S-O$ и 58 конденсированных веществ и газов, перечень которых приводится ниже:

Железо	Клиноферросилит	Муассонит	H_2S
Вюстит	Фаялит	Алмаз	COS
Гематит	Фаялитовая шпинель	Графит	S
Магнетит	Анортит	Геденбергит	SO_2
Герцинит	Сфен	Периклаз	SO_3
Сера (твердая)	Флогопит	Окись кальция	CH_4
Кварц	Диопсид	Корунд	C_2H_6
Козсит	Ильменит	Дистен	C_3H_8
СТИШОВИТ	Энстатит	Кальсилит	C_4H_{10}
Перовскит	Санидин	Лейцит	
Форстерит	Альбит	Волластонит	
Форстеритовая шпинель	Жадеит	Рутил	
Са-чермакит	Ольдгамит	Карбид кальция	
Пироп	Троилит	H_2	
Шпинель	Пирит	H_2O	
Ферросилит	Когенит	CO	
		CO_2	

Модельные составы пиролита и базальта (атомные количества)

Компоненты	Пиролит			
Si	0,741	0,741	0,741	0,741
Ti	0,008	0,008	0,008	0,008
Al	0,068	0,068	0,068	0,068
Fe	0,127	0,127	0,127	0,127
Mg	0,916	0,916	0,916	0,916
Ca	0,054	0,054	0,054	0,054
Na	0,018	0,018	0,018	0,018
K	0,003	0,003	0,003	0,003
H	0,110	0,110	0,110	0,110
C	0,022	0,112	0,022	0,112
S	0,011	0,011	0,011	0,011
O	2,802	2,802	2,802	2,802
н/с	4,9	0,98	24,4	4,9

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	Базальт			
Si	0,833	0,833	0,833	0,833
Ti	0,021	0,021	0,021	0,021
Al	0,331	0,331	0,331	0,331
Fe	0,161	0,161	0,161	0,161
Mg	0,149	0,149	0,149	0,149
Ca	0,160	0,160	0,160	0,160
Na	0,090	0,090	0,090	0,090
K	0,031	0,031	0,031	0,031
H	0,111	0,111	0,555	0,555
C	0,023	0,114	0,023	0,014
S	0,011	0,011	0,011	0,011
O	2,802	2,857	2,857	2,857
н/с	5,0	0,98	24,4	4,9

В качестве валовых составов модели были выбраны пиролит (Ringwood, стр. 361) и базальт (Соловьев, 1970; стр. 51), отвечающие соответственно пиролитовой и эклогитовой моделям верхней мантии. Эти составы были несколько трансформированы дополнительным введением 1 вес. % FeS, а также углерода и водорода для имитации восстановительных условий при моделировании (табл. 1) при различных соотношениях H/C.

Расчет равновесных парагенезисов производился для точек:

T, °C	400	500	925	1100	1250
P, кбар	10	20	30	40	50
T, °C	1350	1500	1600	2000	
P, кбар	60	70	150	200	

"снятых" с кривой континентальной геотермы А.Е. Рингвуда (1964) и Т.Дж. Аренса (Ahrens, 1973). Для каждой точки определялся минеральный парагенезис и компонентный состав находящегося с ним в равновесии флюида. Устойчивость решений проверялась методом статистических испытаний путем наложения двухсторонних ограничений на термодинамические свойства индивидуальных веществ исследуемой модели.

В табл. 2 приведены равновесные минеральные парагенезисы для модельного состава (2) пиролита, полученные расчетом для различных P-T условий.

Парагенезисы для остальных семи модельных составов здесь не приводятся.

Изменения минеральных фаз при различных P-T условиях в самом общем виде сводятся к следующему. В интервале 10–20 кбар отмечается шпинель – гранатовый переход. В этом же интервале отмечается выпадение пирита. При повышении давления он сменяется троилитом, устойчивым, по крайней мере, до 70 кбар. Флогопит и смесь ильменита и магнетита встречаются в парагенезисах, устойчивых до 70 кбар. При 70 кбар калий и титан связываются соответственно в полевом шпате и перовските. При 200 кбар оливин представлен модификацией, имеющей шпинелевую структуру. В одном случае для модельного состава (3) пиролита при 200 кбар зафиксировано выпадение стишовита.

Таблица 2
Равновесные минеральные парагенезисы для модельного состава (2) пиролита

T, °C	400	500	925	1100	1250	1350	1500	1600	2000
P, кбар	10	20	30	40	50	60	70	150	200
	Ол	Ол	Ол	Ол	Ол	Ол	Ол	Ол	Ол шп
	Мп	Мп	Мп	Мп	Мп	Мп	Мп	Мп	Мп
	Рп	Рп	Рп	Рп	Рп	Рп	Рп	Рп	Рп
	Шп	Пир	Пир	Пир	Пир	Пир	Пир	Пир	Пир
	Ф	Ф	Ф	Ф	Ф	Ф	Кпш	Кпш	Клс
	Ил	Ил	Ил	Ил	Ил	Ил	Пер	Пер	Пер
	Мт	Мт	Мт	Мт	Мт	Мт	Вю		
	П	Тр	Тр	Тр	Тр	Тр	Тр		
	С (г)	С (г)	С (г)	С (г)	С (а)	С (а)	С (а)	С (а)	С (а)
	Фл	Фл	Фл	Фл	Фл	Фл	Фл	Фл	Фл

Примечание. Ол – оливин, Мп – моноклинный пироксен, Шп – ромбический пироксен, Шп – шпинель, Ол шп – оливиновая шпинель, Пир – пироп, Ф – флогопит, Кпш – калиевый полевой шпат, Клс – кальсилит, Ил – ильменит, Мт – магнетит, Вю – вюстит, П – пирит, Тр – троилит, С (г) – графит, С (а) – алмаз, Фл – флюид.

В парагенезисах, образованных из модельных составов базальта, постоянно присутствуют различные модификации SiO_2 — от β -кварца до стишовита. Повышенное содержание глинозема по сравнению с пиролитом здесь реализуется в появлении дистена, а полный парагенезис, по крайней мере до 70 кбар, в общем соответствует дистеновому эклогиту. Таким образом, влияние модельных валовых составов изучаемой системы на получаемые из них равновесные минеральные парагенезисы здесь проявляется очень наглядно.

Результаты изучения флюидной фазы рассматриваемой системы изображены на приводимых ниже рисунках. На рис. 1 видно заметное увеличение относительной концентрации углеводородов на глубине около 200 км. Это обусловлено расходом части серы из газовой фазы на образование троилита. Заметное падение концентрации углеводородов в интервале 20–10 кбар связано с выпадением графита.

На рис. 2 изображено соотношение компонентов флюида при восстановительных условиях. До 50 кбар в равновесии с флюидом находится графит, а при более высоких давлениях — алмаз, как в случае пиролитового, так и базальтового модельных составов.

На рис. 3 показано соотношение компонентов флюида в восстановительных условиях при резко повышенной концентрации водорода ($\text{H/C} = 24,4$). В этом случае характерна повышенная концентрация метана, так как весь углерод сконцентрировался только в газовой фазе. Во всех парагенезисах зафиксировано выпадение самородного железа.

На рис. 4 изображен состав флюидной фазы также для восстановительных условий, но с более высоким содержанием углерода и водорода в исходном модельном составе (4) системы. Для флюида в целом характерно повышенное содержание углеводородов, а конденсированная фаза углерода выпадает в виде графита только в интервале 10–20 кбар.

Анализ флюидной фазы рассматриваемой системы позволяет сделать следующие выводы:

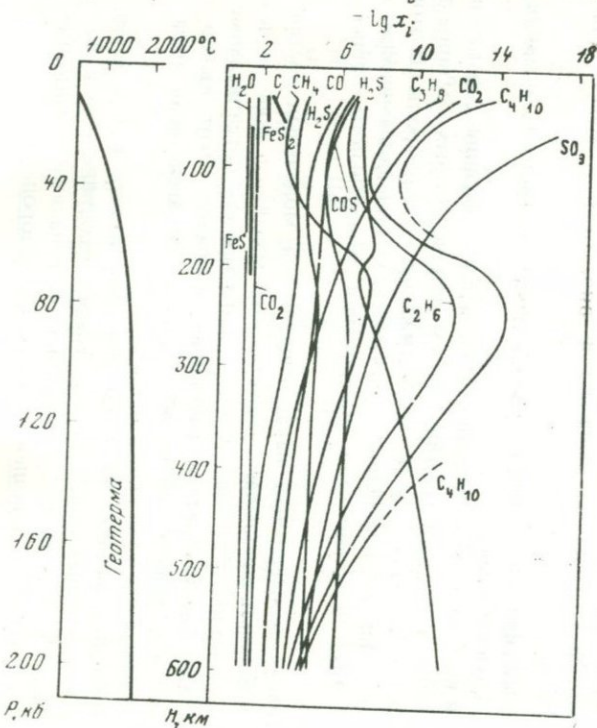
Для всех модельных составов отмечается устойчивое содержание углеводородов в верхней мантии, причем для некоторых составов в более глубоких условиях преобладают тяжелые углеводороды. В этом отношении наши исследования согласуются с термодинамическими оценками Э.В. Чекалюка для обоснования минерального происхождения нефти.

Анализ минеральных парагенезисов для модельных составов пиролита и базальта показывает, что вероятные мантийные породы, независимо от их основностей, не могут рассматриваться как потенциальные окислители или восстановители глубоких флюидов. Этот вывод целиком относится к силикатной части мантийных парагенезисов из-за высокой прочности связи кремния с кислородом.

Решающее значение на состав флюидов мантии и минералов — аксессуаров мантийных пород (алмаз, графит, самородное железо, сульфиды, карбиды) в области до 200 кбар оказывает наличие в мантийном субстрате определенных соотношений углерода и водорода.

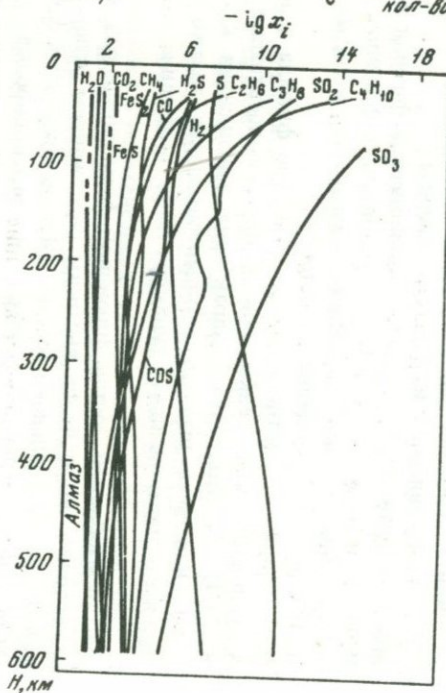
$H = 0,1$ (атомн. вес.%)
 $C = 0,3$

$\frac{H}{C} = 5$ (атомн. кол-во)



$H_2 = 0,1$ (атомн. вес.%)
 $C = 1,4$

$\frac{H}{C} = 1$ (атомн. кол-во)



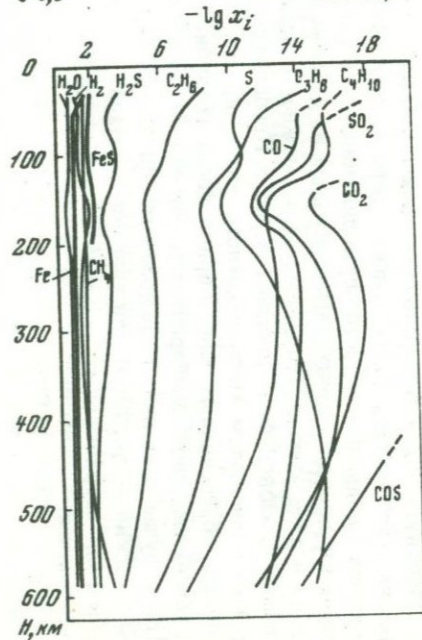
Р и с. 1. Количественные соотношения компонентов флюидной фазы для модельного состава (1) пиролита (табл. 1)

Горизонтальная шкала — логарифмы концентраций компонентов

Р и с. 2. Количественные соотношения компонентов флюидной фазы для модельного состава (2) пиролита (табл. 1)

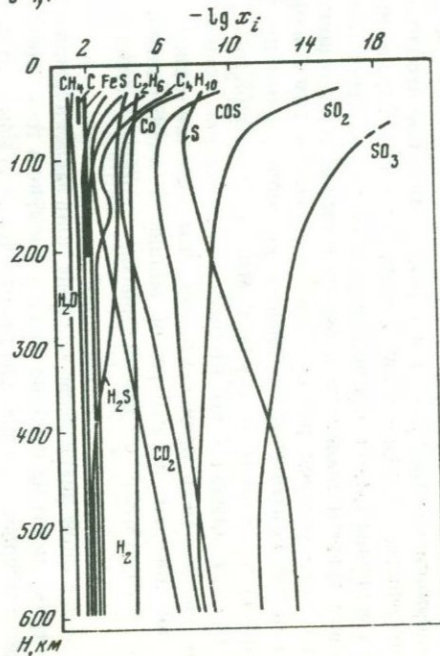
$H=0,5$ (атомн. вес. %)
 $C=0,3$

$\frac{H}{C} \approx 24$ (атомн. кол-во)



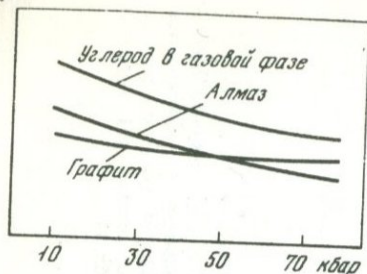
$H=0,5$ (атомн. вес. %)
 $C=1,4$

$\frac{H}{C} \approx 5$ (атомн. кол-во)



Р и с. 3. Количественные соотношения компонентов флюидной фазы для модельного состава (3) пиролита (табл. 1)

Р и с. 4. Количественные соотношения компонентов флюидной фазы для модельного состава (4) пиролита (табл. 1)

μC 

Р и с. 5. Теоретически возможный случай метастабильного роста алмазов из газовой фазы, полученный численным моделированием на ЭВМ

μC — химический потенциал углерода

Восстановительные условия верхней мантии, создаваемые повышенным содержанием углерода и водорода, являются необходимыми, но не достаточными условиями образования алмаза. Определяющей здесь является величина отношения водорода к углероду. Теоретически можно представить существование предельного значения этого отношения, выше которого весь углерод распределяется только в газовой фазе. Отсюда можно предполагать углеродный и углеводородный предельные типы флюидного режима в верхней мантии, благоприятные в первом случае синтезу алмазов, во втором — появлению компонентов ювенильной нефти. Нам представляется, что нередко присутствие битумов и повышенные концентрации метана в кимберлитовых трубках хорошо согласуются с высказанными теоретическими представлениями.

Анализ фазовой диаграммы углерода показывает термодинамическую устойчивость алмаза на глубине более 150 км, но в то же время данные по геологии кимберлитов свидетельствуют о том, что какая-то часть алмазов, по-видимому, образуется в верхних частях мантии и в земной коре вне поля их термодинамической устойчивости. Нашими расчетами доказывается принципиальная возможность метастабильного роста алмазов в поле их неустойчивости (на глубинах менее 150 км).

Полученные численным экспериментом величины химического потенциала углерода в исследуемой системе имеют максимальное значение тогда, когда весь углерод содержится только в газовой фазе. Особенно важно подчеркнуть, что в этих условиях химический потенциал углерода выше химического потенциала не только графита, но и алмаза. На пути к достижению системой истинного термодинамического равновесия термодинамически вероятна конденсация углерода из газовой фазы и кристаллизация в виде алмаза. Теоретическая возможность метастабильного роста алмаза из газовой фазы показана на рис. 5. Представляется наиболее благоприятным механизм метастабильного роста зародышей или кристаллов алмаза, образованных ранее и принесенных из глубин при быстром подъеме газонасыщенной кимберлитовой магмы в верхние слои литосферы. В этом случае отпадает необходимость привлекать взрывной механизм (Ковальский и др., 1969) или явления кавитации (Галимов, 1973) для обеспечения сверхвысоких давлений в периферических очагах кимберлитовой магмы.

- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Первое чтение им. В.И. Вернадского 30. III. 1959 г. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Галимов Э.М. Кавитация как механизм синтеза природных алмазов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 1.
- Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, 1971.
- Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и кимберлитоподобные образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., "Наука", 1969.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., "Наука", 1973.
- Кропоткин П.Н. Геоэнергетика и проблема генезиса ювенильных (мантийных) и палингенетических (коровых) гранитных магм. — Труды Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1972, № 46.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. I Международн. геохим. конгресс. Тезисы докладов, т. II. М., "Наука", 1971.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Рингвуд А.Е. Модель верхней мантии. — В кн.: Верхняя мантия Земли. М., "Мир", 1964.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., "Наука", 1970.
- Ahrens T.J. Petrological properties of the upper 670 km of the earth's mantle; geophysical implications. — Phys. Earth and Planetary Inter., 1973, v. 7, N 2.
- Green H.W. A CO₂ charged asthenosphere. — Nature Phys. Sci., 1972, v. 238, N 79.
- Martin R.F., Donnay G. Hydroxyl in the mantle. — Am. Mineralogist, 1972, v. 57, N 3-4.
- Melton Ch. E., Salotti C.A., Giardini A.A. The observation of nitrogen, water, carbon dioxide, methane and argon as impurities in natural diamonds. — Am. Mineralogist, 1972, v. 57, N 9-10.
- Ringwood A.E. Mineralogy of mantle, Advances in Earth Science (chapter), 1966.
- Wilkins R.W.T., Sabine W. Water content of some nominally anhydrous silicates. — Am. Mineralogist, 1973, v. 58, N 1-6.
- Wyllie P.J. Role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5.

М.Я. Френкель, А.А. Яроцкий, Е.В. Коптев-Дворников
ГЕОХИ АН СССР, МГУ

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СЛОЯ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА

В данной статье излагаются некоторые результаты расчета на ЭВМ термической истории магматического расплава. Последовательный расчет термической истории магмы представляет с математической точки зрения довольно сложную задачу совместного решения системы уравнений тепло- и массопереноса. Задача осложнена многофазностью системы и наличием недиффузионных (седиментационного и конвекционного) механизмов переноса. Расчеты такого рода, сведения о которых имеются в литературе (Карслоу, Егер, 1964; Дударев и др., 1972), основаны, как правило, на

простейших моделях однокомпонентных или двухкомпонентных (избыточная фаза плюс эвтектика) жидкостей без учета массопереноса. Их результаты содержат информацию в основном об определяющих процессах контактового метаморфизма термическом поле во вмещающих породах, но не о химической дифференциации расплава. Задачей нашей работы является моделирование именно процесса кристаллизационной дифференциации магмы.

Смысл проведенных расчетов состоит в численном решении на ЭВМ системы уравнений в частных производных вида

$$\frac{\partial}{\partial t} \{ c \rho T \} = \frac{\partial}{\partial h} \left\{ \kappa \frac{\partial T}{\partial h} \right\} - \sum_i v_i \frac{\partial}{\partial h} \left\{ f_i \left((\rho_i^S c_i^S - \rho^L c^L) T - \rho^L \lambda \right) \right\} - \frac{\partial}{\partial t} \{ f_1 \rho^L \lambda \}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \{ N_i f_i \} = D_i \frac{\partial}{\partial h} \left\{ f_i \frac{\partial N_i}{\partial h} \right\} - \frac{\partial}{\partial h} \left\{ N_i \sum_i (D_i / \rho_i) \frac{\partial}{\partial h} (N_i f_i) \right\} +$$

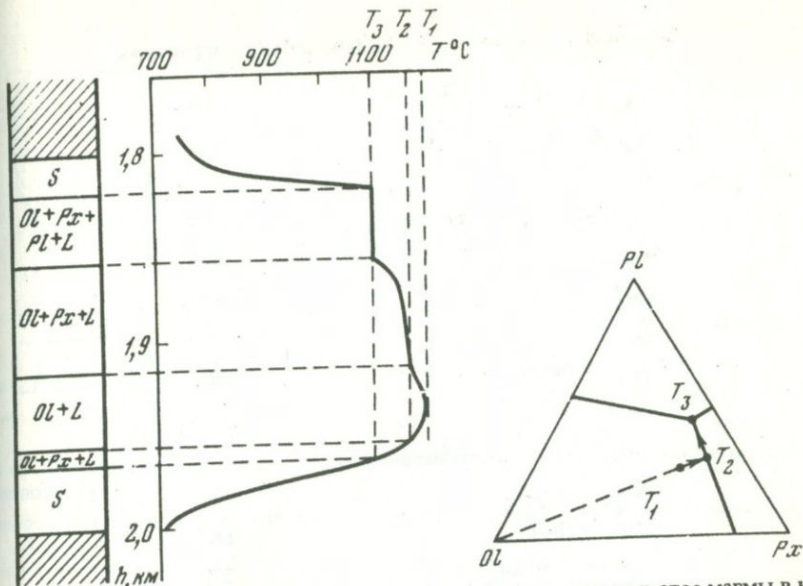
$$+ \sum_i v_i \frac{\partial}{\partial h} \{ N_i f_i \} - (1/\rho_i) \frac{\partial}{\partial t} f_i$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial t} = - v_i \frac{\partial f_i}{\partial h} + \Phi(T, N_i, f_i)$$

$$\sum_i f_i + f_1 = 1$$

В этих уравнениях индекс i относится к компонентам расплава и соответствующим твердым фазам (пироксену, плагиоклазу, оливину), индексы S и L соответственно обозначают твердую и жидкую фазы, f_i — объемная доля фазы i , функция $\Phi(T, N_i, f_i)$ определена диаграммой кристаллизации. Линейные относительно градиентов T и N_i члены учитывают перенос тепла и вещества путем седиментации. Параметры этих уравнений (теплопроводность κ , теплоемкость c , плотность ρ , скрытая теплота плавления λ) изменяются с глубиной в зависимости от фазового состава, меняющегося с температурой. Остальные обозначения: T — температура, N_i — мольная концентрация компонента i , v_i — скорость седиментации и D_i — коэффициент диффузии компонента i .

Рассматривался первоначально полностью жидкий слой трехкомпонентного оливин-пироксен-плагиоклазового расплава мощностью 200 м, залегающий на глубине около 2 км. Специфика расчета термики многокомпонентной жидкости поясняется на рис. 1. Справа показана принятая диаграмма кристаллизации. Вообще говоря, эта диаграмма фиктивная, отражающая лишь принципиальный вид диаграммы плавкости системы оливин-клинопироксен-плагиоклаз, для которых характерны эвтектические соотношения. Исходная жидкость по составу попадает в поле кристаллизации оливина. С левой стороны для иллюстрации характера распределения фаз по мере затвердевания показано распределение температуры и минерального состава в один из моментов времени. Заметим сразу характерный асимметричный вид температурной кривой. Это связано с эффективным переносом тепла в результате седиментации.



Р и с. 1. Распределение температуры (кривая) и фазового состава в слое магмы в некоторый момент времени
 OL – оливин, Px – пироксен, PL – плагиоклаз, S – твердые фазы, L – жидкость, T – температура, h – вертикальная координата

Изменение фазового состава в интервале температур от эвтектической до температуры полного плавления приводит к многослойности системы. Границы слоев каждого фазового состава подвижны благодаря эволюции распределения температуры, а также потому, что по условиям задачи при объемной доле жидкости выше 50% взвешенные в ней кристаллы могут седиментировать. Многослойность системы означает, что расчет приходится вести для каждого слоя и учитывать условия сопряжения на подвижных границах.

Численное интегрирование приведенной выше системы уравнений проводилось по разработанной нами программе на ЭВМ БЭСМ-6 конечно-разностным методом. В таблице приведены принятые в расчетах значения различных физических свойств фаз.

Прежде чем переходить к результатам расчетов, мы должны сделать некоторые оговорки. Мощность современных вычислительных машин не позволяет строго и последовательно учесть всю сложность геологического процесса. Поэтому при формулировке модели приходится вводить ряд элементов произвола, что делает довольно проблематичной интерпретацию результатов. В частности, в наших расчетах мы игнорируем переменность состава твердых фаз, вводим седиментацию как движение твердой фазы с постоянной скоростью независимо от температуры и других факторов, совсем не рассматриваем пока конвекцию.

Определенные трудности имеются и с выбором значений различных физических параметров: коэффициентов теплопроводности, теплоемко-

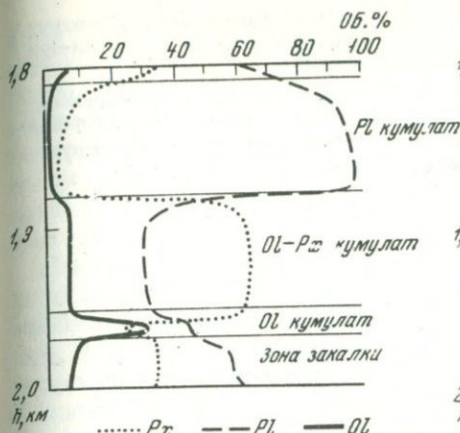
Значения физических свойств фаз, принятые в расчетах

$D_{Ol} = D_{Px} = D_{Pl}$, см ² ·сек ⁻¹	$3 \cdot 10^{-7}$
χ_s , кал·см ⁻¹ ·сек ⁻¹ ·град ⁻¹	$5 \cdot 10^{-3}$
χ_l "	$2,5 \cdot 10^{-3}$
c_{Ol}^s (Fo ₆₀ Fa ₄₀), кал·моль ⁻¹ ·град ⁻¹	47,8
c_{Ol}^l "	55,5
c_{Pl}^s (An ₅₀ Ab ₅₀) "	81,5
c_{Pl}^l "	85,3
c_{Px}^s (диопсид) "	66,5
c_{Px}^l "	65,7
$(1/\rho)_{Ol}^s = (1/\rho)_{Ol}^l$, см ³ ·моль ⁻¹	45
$(1/\rho)_{Pl}^s = (1/\rho)_{Pl}^l$ "	101
$(1/\rho)_{Px}^s = (1/\rho)_{Px}^l$ "	66
λ_{Ol} , ккал·моль ⁻¹	27,6
λ_{Pl} "	19,7
λ_{Px} "	23,0

сти, плотностей и др. — не всегда имеются необходимые экспериментальные данные. Тем не менее мы полагаем, что расчеты такого рода имеют вполне определенный смысл. Конечно, едва ли они дадут количественное воспроизведение геологического процесса, но мы можем рассчитывать получить оценку масштаба вкладов различных механизмов переноса и проверку реалистичности вытекающих из геологических фактов представлений о процессах становления магматических тел.

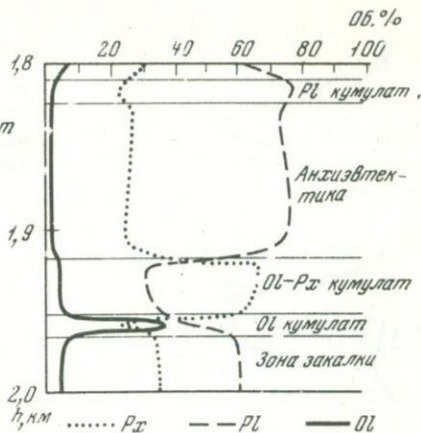
Основным фактором, вызывающим химическую дифференциацию расплава, является кристаллизация и седиментация твердой фазы. Диффузионный перенос вещества, как показывают расчеты, что, впрочем, достаточно ясно было и априори, в данном случае совершенно не эффективен.

В этой статье приведены результаты расчетов для двух серий скоростей седиментации. В одном случае для скоростей погружения оливина, пироксена и плагиоклаза соответственно были приняты значения 9,0, 4,8 и 0,2 м/год, соответствующие осаждению по закону Стокса кристалликов, средних для траптовых интрузивов размеров. Интересно отметить, что оценка скоростей погружения по закону Стокса дает сильную разницу этих величин для породообразующих минералов. Для плагиоклаза получается ничтожная скорость, а погружение оливина должно происходить со средней скоростью, почти вдвое большей, чем скорость погружения пироксена. Во втором варианте разница скоростей седиментации оливи-



Р и с. 2. Распределение оливина, пироксена и плагиоклаза в пластовом интрузивном теле после полного затвердевания

Скорости погружения кристаллов: O1 - 9,0, P_X - 4,8 и P_L - 0,2 м/год (1 вариант)



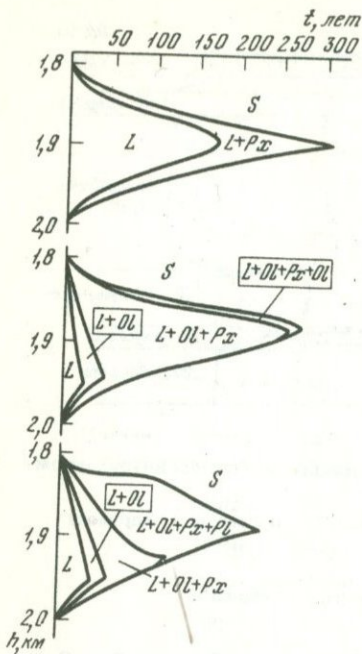
Р и с. 3. То же, что на рис. 2

Скорости погружения: O1 - 5,2, P_X - 4,0 и P_L - 2,8 м/год (2 вариант)

на, пироксена и плагиоклаза уменьшена; приняты значения 5,2, 4,0 и 2,8 м/год соответственно.

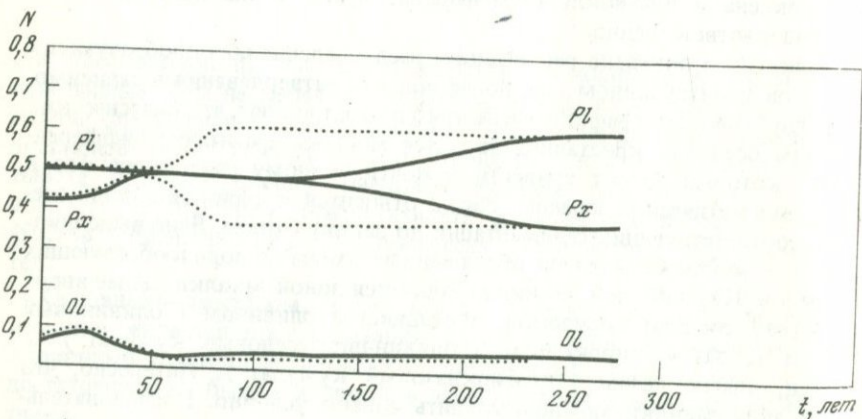
На рис. 2 и 3 показано рассчитанное распределение породообразующих минералов в интрузивном теле после полного затвердевания в зависимости от глубины. Эти графики очень ярко иллюстрируют, что классический механизм оседания кристаллов является мощным фактором дифференциации, который может привести к почти полному разделению фаз в объеме магматической камеры. Рис. 2 относится к серии скоростей оседания, соответствующих седиментации по закону Стокса. Ясно выделяются слои, в различной степени обогащенные одним из породообразующих минералов. Нижний слой, очевидно, является зоной закалки. Далее вверх по разрезу следуют горизонты, обогащенные оливином ("оливиновый кумулат"), затем пироксеном ("оливин-пироксеновый кумулат") и, наконец, плагиоклазом ("плагиоклазовый кумулат"). Интересно, что сверху зону закалки можно выделить только условно. Последовательность слоев соответствует последовательности кристаллизации и скоростей седиментации. Оливиновый и пироксеновый слои образуются накоплением оседающих кристаллов, плагиоклазовый слой - благодаря эффективному выносу остальных минералов при кристаллизации эвтектики. Таким образом, седиментация приводит к эффективному разделению минералов, причем степень его, в общем, превышает обычно наблюдаемую в дифференцированных пластовых (трапповых) интрузивах.

Более реалистичные в этом отношении результаты дал вариант с уменьшенной разницей скоростей седиментации (см. рис. 3). Не вдаваясь в обсуждение физического основания для такой замены, отметим, что необходимость уменьшить разницу скоростей седиментации различных твер-



Р и с. 4. Временные зависимости положения фронтов кристаллизации точек изменения фазового состава

Верхний график — без массопереноса; средний и нижний — соответственно 1 и 2 варианты соотношений скоростей погружения кристаллов



Р и с. 5. Эволюция состава расплава (последней порции жидкости) в процессе затвердевания

Сплошные линии и точки — соответственно 1 и 2 варианты соотношения скоростей погружения кристаллов

дых фаз в рамках рассматриваемой модели непосредственно следует из требования согласовать полученный результат с закономерностями строения графовых силлов.

В этом варианте, в отличие от предыдущего, мы видим резкое уменьшение количества плагиоклаза в слое плагиоклазового кумулата и появление в верхней половине разреза мощного слоя породы практически эвтектического состава.

Графики, показанные на рис. 4, иллюстрируют влияние седиментационного процесса на термическую историю кристаллизации магмы. На них изображены временные зависимости положения фронтов кристаллизации и точек изменения фазового состава системы. Верхний график соответ-

стствует отсутствию массопереноса. Средний и нижний — соответственно случаям с большой и уменьшенной разницей скоростей седиментации. Видно, что седиментация сокращает время полного затвердевания магматического расплава. В системе с интенсивной седиментацией плагиоклаза верхний фронт кристаллизации остается неподвижным, пока оседание не прекратится. Это приводит к асимметрии термического поля во вмещающих породах: большая часть тепла интрузива выносится через верхнюю границу.

Наконец, определенный интерес представляет эволюция состава жидкости по мере кристаллизации магмы (рис. 5). Здесь показана динамика изменения состава того слоя жидкости, который кристаллизуется последним. Вследствие растворения оседающих кристаллов в обоих вариантах происходит первоначальное обогащение расплава оливином от 7 до 9 мольных %. Возможность этого явления отмечал еще Н.Боуэн, сейчас мы можем количественно оценить его масштаб. Варианты отличаются друг от друга только соотношением времени котектической и эвтектической кристаллизации. При уменьшенной разнице скоростей оседания большую часть времени идет эвтектическая кристаллизация, иными словами, жидкость раньше достигает эвтектического состава.

Приведенные выше первые наши численные результаты показывают, что предложенная модель и метод расчета на ЭВМ позволяют учесть одновременно комплекс процессов тепло- и массопереноса в кристаллизующемся слое магматической жидкости. Не настаивая на определенной петрологической интерпретации результатов, хочется только подчеркнуть, что разработанный программный материал представляет, как нам кажется, хорошую основу для построения реалистичных моделей процессов формирования магматических тел и эволюции состава расплава.

ЛИТЕРАТУРА

- Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шаранов В.Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, "Наука", 1972.
Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., "Мир", 1964.

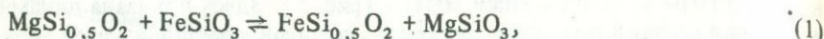
Н.С. Никольский
ДВГИ ДВНЦ АН СССР

О ВЗАИМОСВЯЗИ ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ КИСЛОРОДА, ТЕМПЕРАТУРЫ И СОСТАВА РАННИХ ФЕМИЧЕСКИХ ФАЗ В БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВАХ

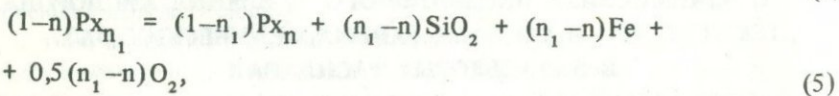
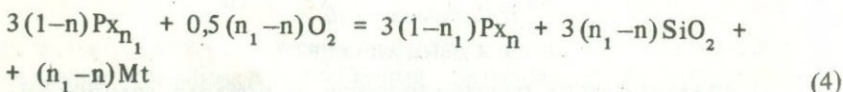
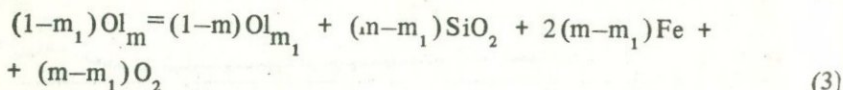
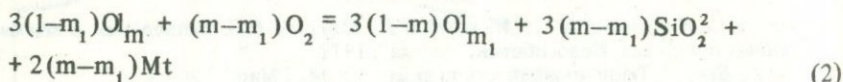
Парциальное давление кислорода оказывает значительное влияние на температуру ликвидуса базальтовых магм и состав кристаллизующихся из них фемических минералов. Поэтому в большинстве случаев при экспериментальных исследованиях железосодержащих систем особое внимание обращалось на поведение кислорода, характер влияния которого

анализируется в работах Г. Йодера, К. Тилли (1965, с. 44–57, 67–68, 108–117), Л.Козна и др. (1970, с. 56–59).

Как известно, первые силикатные фазы, которые выделяются из базальтовых расплавов, обычно бывают представлены оливином и бескальциевым пироксеном¹. Поэтому изучение равновесий с участием этих минералов позволяет выяснить физико-химические условия, существовавшие в начальный этап становления магматических пород и, в частности, базитов. Предложенная Г. Рамбергом и Дж. Девором (Ramberg, DeVore, 1951, p. 197) для теоретических построений обменная реакция:

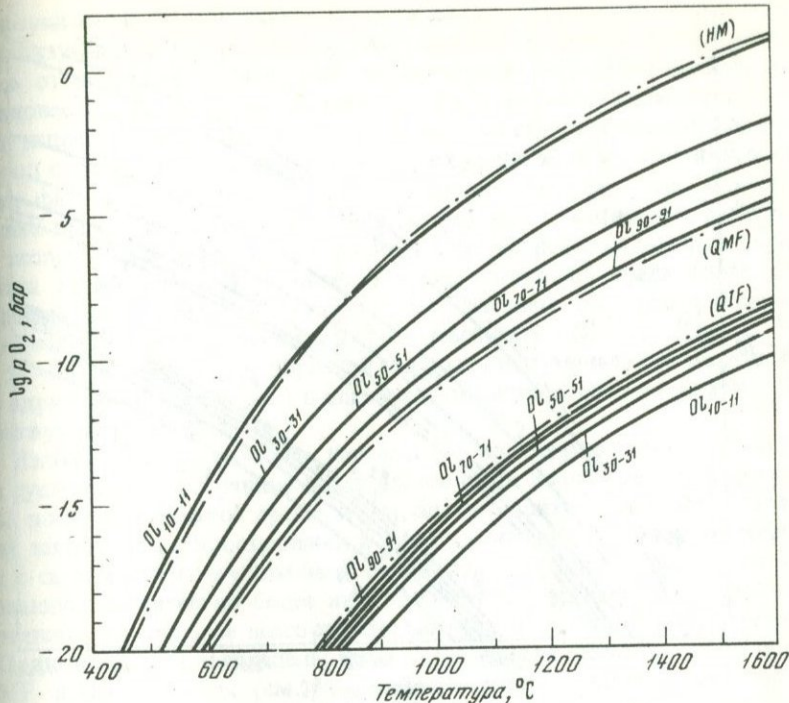


казалось бы, без особых трудностей должна была привести к установлению четкой зависимости коэффициента распределения Mg^{2+} и Fe^{2+} в сосуществующих оливине и бескальциевом пироксене от температуры. Однако, несмотря на то, что к решению этого вопроса неоднократно обращались многие исследователи (Bartholomé, 1962; Маракушев, 1968; Grover, Orville, 1969; Перчук, 1970 и другие), оливин-ортопироксеновый геотермометр так и не был создан. Возможно, обменной реакцией (1) описываются процессы минералообразования при метаморфизме, но она вряд ли применима к формированию магматических пород. При становлении последних состав кристаллизующихся из расплава оливинов и пироксенов находится в сложной зависимости от ряда факторов (первичного состава магмы, температуры, давления и т.д.), но общей закономерностью является то, что определенная железистость этих минералов соответствует определенной температуре. Это легко устанавливается по увеличению содержания железистой компоненты в фемическом минерале, если в процессе дифференциации жидкость раскисляется, т.е. температура ликвидуса ее снижается. Изложенные соображения наилучшим образом описываются следующими уравнениями:



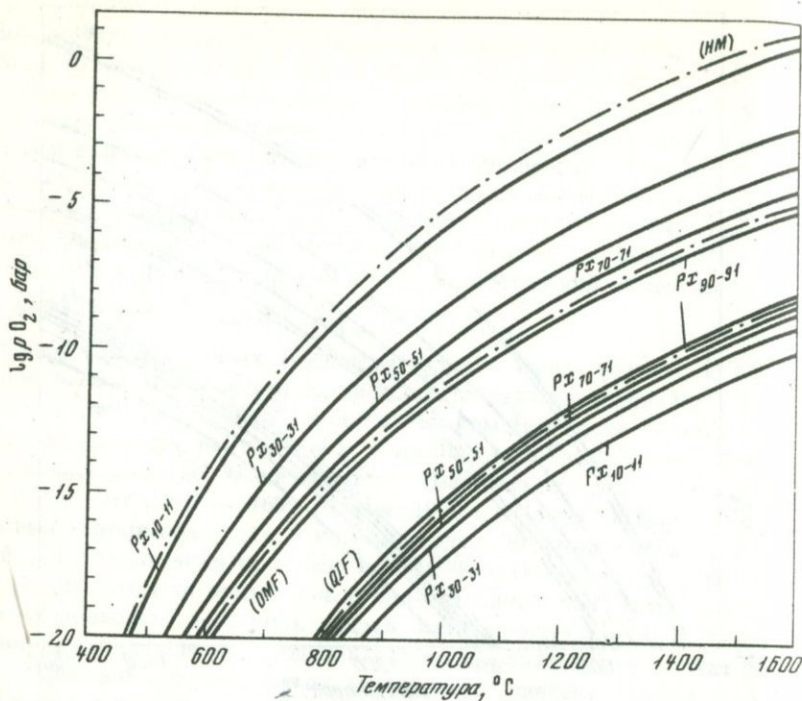
¹ Здесь и далее название "бескальциевый пироксен" относится к группе, включающей прото-, клино- и ортопироксены исключительно железо-магниевого состава (Добрецов и др., 1970, с. 45–46), из которых в естественных условиях наиболее распространены ромбические разновидности.

² Здесь и в остальных реакциях принимает участие жидкость кремнеземового состава (Никольский, 1973а, с. 95).



Р и с. 1. Положение кривых равновесий (2), (3) на диаграмме $\lg p_{O_2} - t$.
Здесь и на всех остальных рисунках температура дана в $^{\circ}C$

которые представляют собой схематическое выражение изменения состава оливина и пироксена при кристаллизации в окислительной (поле устойчивости магнетита) и восстановительной (поле устойчивости железа) средах. Расчет по равновесиям (2), (3), (4) и (5) производился с помощью известных приемов и увязанных термодинамических констант минералов (Никольский, 1973а,б) для оливинов и бескальциевых пироксенов, содержащих 10–11, 30–31, 50–51, 70–71, 90–91% железистой составляющей, причем сопряженные минералы взяты отличающимися на один мольный процент фаялита или ферросилита. В результате находим положение равновесий (2), (3), (4), (5), в координатах $\lg p_{O_2} - t$ при $P_{\text{общ.}} = 1$ бар. Судя по положению кривых на диаграммах (рис. 1, 2), возрастание парциального давления кислорода относительно кривой кварц-магнетит-фаялитового (QMF) или понижение его от кривой кварц-железо-фаялитового (QIF) равновесий способствует устойчивости все более магнезиальных разновидностей оливина и пироксена. Такой же эффект достигается при снижении температуры от QMF-равновесия или повышении ее от QIF-равновесия, если p_{O_2} остается постоянным. Характер подобных взаимоотношений не вызывает сомнения, так как подтверждается экспериментальными данными, которые свидетельствуют о том, что возрастание p_{O_2} в окислительных (Speidel, Osborn, 1967, p. 1142,



Р и с. 2. Положение кривых равновесий (4), (5) на диаграмме $\lg p_{O_2} - t$

1147) и снижение p_{O_2} в восстановительных (Larimer, 1968, p. 1191) условиях способствует уменьшению железистой компоненты в феррических минералах.

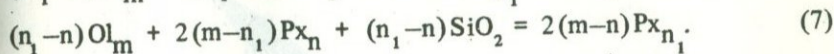
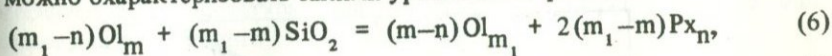
Рост магнезиальности оливина и бескальциевого пироксена при изменении p_{O_2} в стороны от равновесий QMF и QIF (см. рис. 1, 2) однозначно свидетельствует о повышении в этом направлении температур их плавления, а следовательно, и ликвидусных температур. Для окислительных условий это установлено опытными определениями температур ликвидуса базальта при различных фиксированных буферными смесями значениях p_{O_2} (Hamilton et al., 1964, p. 21, 35–37).

То, что в восстановительной среде температура ликвидуса базальта также повышается, было установлено экспериментальными данными Г. Йодера и К. Тилли (1965, с. 57–59), однако даже приблизительно не было известно, на какую величину изменяется p_{O_2} . Таким образом, все изложенное относительно изменения температур ликвидуса в зависимости от p_{O_2} позволяет сделать вывод о том, что минимальные температуры соответствуют условиям, когда в силикатной системе парциальное давление кислорода не выходит за пределы поля устойчивости фаялита, ограниченного кривыми QMF и QIF (см. рис. 1, 2).

Найденные зависимости позволили установить тот факт, что для получения нормальной зональности (увеличение железистости от ядра к пе-

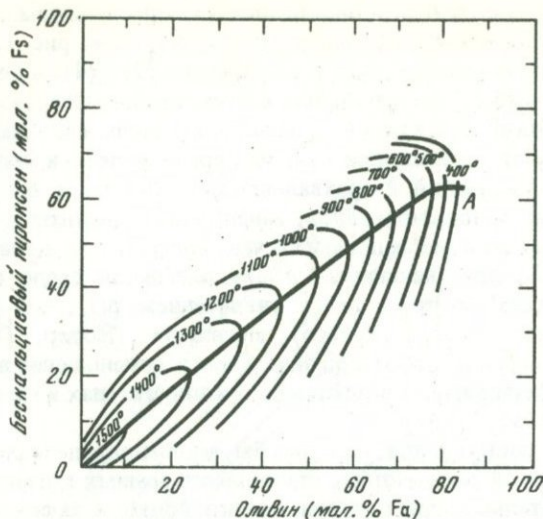
риферии зерна) в оливинах и пироксенах при снижении температуры кристаллизующейся магмы необходимо, чтобы rO_2 (см. рис. 1, 2) становилось относительно меньше, чем у равновесий (2), (4), и больше, чем у равновесий (3), (5). Для природных систем наиболее характерна последняя направленность, так как в начальный этап становления магматических пород существуют условия, при которых среди железо- и магнийсодержащих фаз нет соединений с трехвалентным железом, а оно появляется позже в составе клинопироксенов, амфиболов, биотитов и магнетитов. В экспериментальных исследованиях чаще встречается первый вариант, когда кристаллизация начинается в окислительной среде (поле устойчивости магнетита) и протекает с увеличением rO_2 , что фиксируется наличием раннего (ликвидусного) магнетита (Йодер, Тилли, 1965, с. 54—56) и появлением обратной зональности (уменьшение железистости от ядра к периферии зерна) в оливинах, ортопироксенах и гранатах (Грин, Рингвуд и др., 1968, с. 149).

Изложенные соображения, казалось бы, вполне определенно указывают на существование в ранние этапы становления земных магматических пород восстановительной среды, в чем, однако, приходится сомневаться, так как широкого распространения в них ассоциаций оливина и ортопироксена с самородным железом не отмечается. Это, а также тенденция к образованию относительно более низкотемпературных выплавов при формировании магм скорее всего свидетельствуют о том, что в начале величина rO_2 не выходила за пределы поля устойчивости фаялита, ограниченного QMF- и QIF-кривыми (см. рис. 1, 2). Поэтому процесс совместной кристаллизации оливина и бескальциевого пироксена из силикатного расплава можно охарактеризовать такими уравнениями реакций:

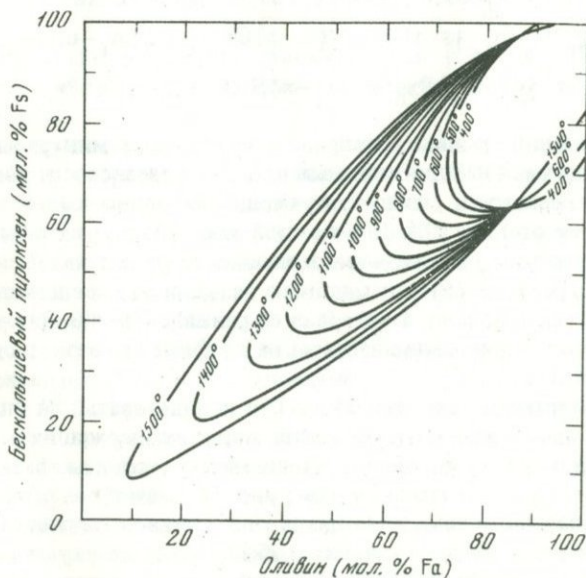


При составлении по ним уравнений одноименные минералы принимались отличающимися на один мольный процент железистости компоненты, а интервал железистости между сопряженными оливинами или пироксенами колебался от 1 до 10%. Для каждой такой пары рассчитывалось изменение температуры равновесия в зависимости от состава бескальциевого пироксена в реакции (6) или оливина в реакции (7), железистость которых менялась произвольно, а интервал ее равнялся 1—4%. Затем интерполяцией находилось положение изотерм на графиках железистости оливин-пироксен (рис. 3, 4).

Первую диаграмму (см. рис. 3) можно использовать для определения температур становления магматических пород, содержащих как нормативный, так и модалный оливин (оливиновые толеиты, базальты, габброиды и др.). Судя по графику (см. рис. 3), расчетные равновесия являются стабильными в широком диапазоне составов оливина и пироксена, которые в естественных условиях обычно сосуществуют в более узком интервале железистостей. Применение другой диаграммы (рис. 4) ограничено сравнительно небольшим распространением базитов, в которых нет нормативного оливина, но присутствует модалный. К ним отно-



Р и с. 3. Зависимость железистости сосуществующих оливина и бескальциевого пироксена от температуры, рассчитанная по равновесию (6)
 Назначение кривой А описано в тексте



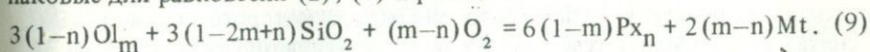
Р и с. 4. Зависимость железистости сосуществующих оливина и бескальциевого пироксена от температуры, рассчитанная по равновесию (7)

сятся, например, некоторые гавайские базальты и толеиты. Перегибы изотерм на обоих графиках (см. рис. 3, 4) являются отражением влияния активности SiO_2 жидкости, учитываемой, в какой-то мере, при расчетах через концентрацию кремнезема. Подобный экстремальный характер кривых косвенно подтверждается качественными диаграммами химических потенциалов SiO_2 и FeO (Маракушев, 1968, с. 47–49). В значительной части области железистых составов равновесие оливина с пироксеном не достигается и лишь расчетные изотермы по реакции (7), имеющие точку инверсии, ограничивают узкое поле совместной устойчивости этих силикатов (см. рис. 4). При наложении одинаковых изотерм реакций (6) и (7) друг на друга обнаруживается, что каждая пара пересекается в двух точках. В тех из них, которые располагаются на прямой, соединяющей оливин и бескальциевый пироксен одинаковой железистости, реакции (6) и (7) преобразуются и приобретают вид:

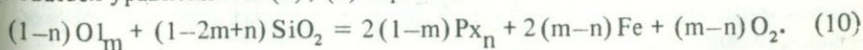


где m и n равны. Местоположение другого ряда точек определяется кривой А (см. рис. 3), в пределах которой устойчивы все вместе участники реакций (6) и (7).

Положения кривой А и экстремальных перегибов изотерм (см. рис. 3) определяются и другим способом. При совмещении графиков с кривыми оливинов и пироксенов (см. рис. 1, 2) выясняется, что при заданном парциальном давлении кислорода могут сосуществовать лишь минералы определенного состава, причем железистость оливинов всегда выше. Находим конкретную величину зависимости железистости этих минералов и рассчитываем температуры, при которых значения $p\text{O}_2$ примерно одинаковые для равновесий (2), (4) и реакции:



В случае истинного равновесия оливинов с пироксенами, т.е. когда реакции (2), (4), (9) становятся устойчивыми при одном и том же парциальном давлении кислорода, достигаются предельные (максимальные) значения температур. Эта зависимость между равновесными составами минералов и температурой описывается кривой А (см. рис. 3). Если теперь произвольно менять содержание ферросилита, то кривая реакции (9) будет пересекать соответствующие кривые реакции (2) при все более низких температурах, чем с предельным (равновесным) пироксеном. Увеличение железистости минеральной ассоциации способствует тому, что интервал колебания состава пироксена, при котором температура изменяется незначительно, все более возрастает. Эти зависимости аналогичны полученным по реакции (6) и отображаются такими же перегибами изотерм как на рис. 3. Идентичные результаты получаются, если воспользоваться уравнениями (3), (5) и реакцией:



Следствием изложенного является то, что кривую А (см. рис. 3) можно использовать для определения температур магматической кри-

сталлизации оливина или пироксена, даже если в породе присутствует один из них. Это доказывается универсальным характером кривой А, в пределах которой стабильны не только равновесия ассоциаций (6), (7), но и взаимопереходы отдельных минералов согласно реакциям (9), (10). Поэтому если изверженная порода содержит модалльный оливин, а ортопироксена нет, то можно считать, что температура его кристаллизации была немного выше и равновесия (9), (10) были несколько сдвинуты влево. В случае, когда в породе отмечается ортопироксен, а оливин отсутствует, равновесия (9), (10) были, вероятно, несколько смещены вправо. Ошибками, получающимися при определении температур по составу одиночного минерала, можно пренебречь, ввиду их малой величины из-за стремления процессов минералообразования к достижению равновесного состояния.

Выяснить возможности использования построенных расчетным путем диаграмм к анализу природных систем можно при помощи сравнения теоретических и экспериментальных данных. Большая часть последних относится к изучению базальтоидных эффузивных образований, ранние фенокристы в которых представлены главным образом оливином, а бескальциевый пироксен отсутствует, что предопределяет использование только кривой А (см. рис. 3).

Так, пикритовый базальт вулкана Килауза, извержения 1840 г., при атмосферном давлении и температуре 1435°C начинает кристаллизоваться с выделения оливина, состав которого не определялся (Тилли и др., 1969, с. 30). В естественном образце (№ 66070) фенокристы оливина содержат 17% фаялита (Muir et al., 1957), что по кривой А (см. рис. 3) соответствует температуре образования в 1445°C . Хорошее совпадение результатов отмечается также и для окисленного гавайита Мауна-Кеа, опытная температура силикатного ликвидуса которого равна 1185°C , а снятая с диаграммы (см. рис. 3) по $\text{Ol}_{4.4}$ (Йодер, Тилли, 1965, с. 34, 57) чуть превышает 1200°C . Кристаллизация оливинов, содержащих 20% Fa в толите Килауза (№ 57358) и 16% Fa в оливиновом толите Килауза (№ 57364), должна происходить соответственно при температурах 1425 и 1455°C (кривая А, см. рис. 3), а в действительности она составляет 1195 и 1235°C при $P_{\text{общ.}} = 1$ бар (Йодер, Тилли, 1965, с. 32, 33, 57). Эту разницу, достигающую $220-230^{\circ}$, можно объяснить, по-видимому, условиями, существовавшими при глубинной кристаллизации вкрапленников оливина из магмы, температура ликвидуса которой была повышена из-за воздействия давления. Доказательством этого в какой-то мере является тот факт, что ликвидусные температуры пикритового базальта Килауза и его вулканического стекла соответственно равны 1425 и 1225°C , а интервал кристаллизации оливина из первого достигает 270° (Тилли и др., 1971, с. 27). В некоторых случаях подобное несоответствие, вероятно, является следствием нахождения в породе кристаллов магнезиального оливина субстрата, в пределах которого формировался расплав.

Подобные сравнения для синтетических оливинов из сплавов под давлением базальтов показывают, что определенные теоретически по кривой А (см. рис. 3) температуры их кристаллизации выше эксперименталь-

ных (Грин, Рингвуд и др., 1968, с. 169), причем разница колеблется от 150–160° до 210–225°. Здесь, вероятнее всего, значительное влияние оказывает pO_2 , повышенные значения которого в процессе опыта приводят к образованию маложелезистых оливинов при любых температурах, как это было установлено выше анализом диаграмм $\lg pO_2 - t$ (см. рис. 1, 2). Такое несоответствие в рассматриваемом случае можно было бы отнести за счет воздействия высокого давления, но этому противоречат данные экспериментальных исследований Коэна и др. (1970, с. 71), которыми было установлено, что при давлении 1 бар железистость оливина увеличивалась от 35 до 48 со снижением температуры от 1160 до 1070°C, а согласно диаграмме (кривая А на рис. 3) она должна была изменяться от 1305 до 1155°C. Но в том же образце при давлении, равном 8,4 килобар, оливины с 45 и 48% фаялита образуются при температурах 1200 и 1160°C (Коэн и др., 1970, с. 71), а температуры, снятые с кривой А (см. рис. 3), составляют 1195 и 1155°C. Похоже, что в последних опытах высокое давление способствовало достижению процессом кристаллизации условий, близких к равновесным.

Магматические породы, с развитыми в них оливин-ортопироксеновыми ассоциациями, лишь изредка становились объектами экспериментальных исследований. Среди эффузивов таким образом является гиперстеновый базальт Мауна Лоа (№ 57374), температура ликвидуса которого равнялась 1205°C и в составе которого отмечаются Ol_{13} и $Ol_{1.7-2.6}$ (Йодер, Тилли, 1965, с. 31, 57). Если состав последних использовать для определения расчетных температур (см. рис. 3), то в результате получается очень широкий интервал, 1405–1160°C, в который попадает опытное значение температуры. Однако использовать этот пример в качестве положительного нельзя, так как нет уверенности в том, что оливин равновесен с широко изменяющим состав ортопироксеном.

Наиболее благоприятными для восстановления физико-химических условий формирования является Скергаардский интрузив, в породах которого широким развитием пользуется парагенезис оливина с ортопироксеном и пижонитом. К сожалению, экспериментально изучались лишь два образца габбро, из которых для нас интерес представляет лишь один. Это оливиновое габбро (№ 4507) из зоны закалки боковой краевой группы пород, имеющее температуру силикатного ликвидуса 1230°C при $P_{общ.} = 1$ атм (Тилли и др., 1969, с. 31–33). Температура, определенная графически (см. рис. 3) по присутствию в нем ассоциации $Ol_{4.1} + Px_{3.4}$ (Уэйджер, Браун, 1970, с. 124), составляет 1235°C и практически совпадает с опытной. Кстати пироксен здесь представлен претерпевшим инверсию пижонитом, что тем не менее не повлияло на хорошую сходимость результатов. Казалось бы, имея начальную температуру кристаллизации контактового габбро, можно считать, что остальная часть массива сформировалась при более низкой температуре. Однако все обстоит несколько сложнее. Самая высокая температура, достигающая 1430°C (определена по рис. 3), характеризует начальный этап становления габбро-пикрита (№ 4526), в котором ранние минералы представлены ассоциацией $Ol_{1.9} + Px_{1.7}$ (Brown, 1957; Brown, Vincent, 1963). Считается, что пикрит, образующий округлые блоки в краевых участках закаленного оливино-

вого габбро, является дифференциатом Скергаардского плутона (Уэйджер, Браун, 1970, с. 121–124). К приконтактовой части боковой краевой группы приурочены также поперечно-шестоватая (№ 1851) и волнистая пироксеновая (№ 5290) породы, которые, судя по ассоциациям $Ol_{30} + Px_{38}$, $Ol_{33} + Px_{30}$ (Уэйджер, Браун, 1970, с. 124) и диаграмме (см. рис. 3), начали формироваться при 1340–1315°C. Близкие температуры получаются, если снимать их с кривой А (рис. 3) отдельно по оливинам (1350–1325°C) и пироксенам (1325–1300°C). Несколько иные взаимоотношения имеют значения температур в нижней зоне расслоенной серии главного массива. В образцах оливинового габбро, отобранных внизу (№ 4392), с горизонтов 500 (№ 4077), 620 (№ 4385 А) и 700 метров (№ 2307) нижней зоны, встречаются соответственно следующие парагенезисы $Ol_{32} + Px_{37}$, $Ol_{37} + Px_{40}$, $Ol_{43} + Px_{37}$, $Ol_{44} + Px_{49}$ (Brown, 1957; Brown, Vincent, 1963; Deer, Wager, 1939; Muir, 1951). Определенные по ним (см. рис. 3), в той же последовательности, температуры равны 1215, 1200, 1210, 1050°C. Если же воспользоваться кривой А (см. рис. 3) и найти температуру с помощью состава оливина, считая его ранней фазой, то ее значения составят 1330, 1280, 1215, 1205°C.

По нашему мнению, полученные данные можно интерпретировать следующим образом. Наиболее ранние фазы — оливин и ортопироксен — выделялись из габброидной магмы в абиссальных условиях при температурах порядка 1430°C, а затем в кристаллизационных камерах происходила их отсадка и образовались породы типа пикрита. Возможно, что остаточный после отделения фемических минералов расплав привел к образованию оливиновых габбро, подобных таковому из зоны закалки, кристаллизация которого началась при 1230°. Поразительное совпадение температур образования пикрита и закалочного габбро с температурами плавления пикритового базальта и его стекла (Тилли и др., 1971, с. 27) свидетельствует о примерно одинаковых условиях образования тех и других. В магме, сформировавшей оливиновое габбро нижней зоны расслоенной серии и породы боковой краевой группы, еще до заполнения его кристаллизационной камеры уже содержались кристаллы оливина, образовавшиеся при температурах 1330–1350°C, к которым позже, в камере, при температурах 1325–1205°C присоединялись первые зерна ортопироксена. Данный вывод свидетельствует о том, что часто составы сосуществующих оливина и ортопироксена в породах Скергаарда являются неравновесными. Найденная другими методами температура, существовавшая у основания нижней зоны, оценивается почти в 1300°C (Williams, 1971, p. 137).

Во всех наших предыдущих построениях влияние давления на положение равновесий не учитывалось, так как все диаграммы (см. рис. 1, 2, 3, 4) построены при $P_{общ.} = 1$ бар. А ведь кристаллизация базальтовых расплавов происходит при значительных общем давлении и парциальных давлениях газовых фаз (в основном H_2O и CO_2). Приложение к "сухой" системе все большего давления повышает температуру ликвидуса, а увеличение парциального давления воды, если $P_{H_2O} = P_{общ.}$, способствует снижению температуры плавления породы. Однако эти воздействия касаются силикатной жидкости, состоящей из 10–12 основных элементов,

но если теперь перейти к раннему выделению из нее минералов, включающих не более 4 элементов, то влияние разных типов давлений будет отражаться на составе феррических фаз, главным образом через температуру. В случае, когда рост давления приводит к повышению ликвидусных температур базальтового расплава, из него, по нашему мнению, должны выделяться все более магнезиальные минералы, а введение газовой фазы, понижающей температуру начала кристаллизации жидкости того же состава, должно привести к появлению железистых разностей. Естественно, при этом кислород должен вести себя нейтрально. Поэтому влияние умеренных величин (порядка 10 килобар) общего давления и парциальных давлений газов в первом приближении можно не учитывать.

В заключение отметим, что предлагаемые в настоящей работе расчетные диаграммы (см. рис. 1, 2, 3, 4) позволят более полно анализировать физико-химическую обстановку, существовавшую при кристаллизации искусственных и естественных базальтовых расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. и др. Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Добрецов Н.Л., Реверратто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Кози Л.Х., Ато К., Кеннеди Дж. К. Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
- Маракушев А.А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен—клинопироксен и ортопироксен—оливин. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., "Наука", 1968.
- Никольский Н.С. Термодинамика автосоматического минералообразования в щелочных породах о-ва Сахалина. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973а.
- Никольский Н.С. Термодинамические константы форстерита, фаялита, энстатита и ферросилита. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973б.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., "Наука", 1970.
- Тилли К.Э., Йодер Г.С., Шерер Дж. Ф. Изучение плавления базальтов. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., "Недра", 1969.
- Тилли К.Э., Йодер Г.С., Шерер Дж.Ф. Соотношения при плавлении серий вулканических толеитов и щелочных пород. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., "Недра", 1971.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1970.
- Bartholome P. Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines. — *Petrof. Studies*: a volume to honour A.F. Baddington, 1962.
- Brown G.M. Pyroxenes from early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *J. Mineral. Mag.*, 1957, v. 31, N 238.
- Brown G.M., Vincent E.A. Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — *J. Petrology*, 1963, v. 4, N 2.
- Deer W.A., Wager L.R. Olivines—from the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuak, East Greenland. — *Am. Mineralogist*, 1939, v. 24, N 1.
- Grover J.E., Orville P.M. The partitioning of cations between coexisting single- and multi-site phases with the assemblages: orthopyroxene—clinopyroxene and orthopyroxene—olivine. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1969, v. 33, N 2.
- Hamilton D.L., Burnham C.W., Osborn E.F. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content of crystallization in mafic magmas. — *J. Petrology*, 1964, v. 5, N 1.

- Larimer J.W. Experimental studies on the system Fe-MgO-SiO₂-O₂ and their bearing on the petrology of chondritic meteorites. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, N 11.
- Muir I.D. The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, eastern Greenland. -- Mineral. Mag., 1951, v. 29, N 214.
- Muir I.D., Tilley C.E., Scoon J.H. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. 1. The picrite-basalts of Kilauea. -- Am. J. Sci., 1957, v. 255, N 4.
- Ramberg H.; DeVore G. The distribution of Fe⁺⁺ and Mg⁺⁺ in coexisting olivines and pyroxenes. -- J. Geology, 1951, v. 59, N 3.
- Speidel D.H., Osborn E.F. Element distribution among coexisting phases in system MgO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂ as a function of temperature and oxygen fugacity. -- Am. Mineralogist, 1967, v. 52, N 7-8.
- Williams R.J. Reaction constants in the system Fe-MgO-SiO₂-O₂: Intensive parameters in the Skaergaard intrusion, East Greenland. -- Am. J. Sci., 1971, v. 271, N 2.

Л.Л. Кашкаров

Институт геохимии и аналитической химии АН СССР

В.Л. Кошкин

ГИН АН СССР

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ПО ТРЕКАМ ОСКОЛКОВ ДЕЛЕНИЯ

Применение трекового метода датирования геологических объектов, предложенное впервые в работе Прайса и Уолкера (Price, Walker, 1962), получило в последние годы широкое распространение. Среди многочисленных исследований можно отметить работы, в которых с помощью счета древних треков от осколков спонтанного деления урана-238 определялся возраст вулканических стекол и тектитов (Storzer, 1970; Storzer, Wagner, 1969; Берзина и др., 1966; Генаева, Кашкаров, 1966), апатитов (Wagner, 1968), сфена (Naeser, Faul 1969), циркона (Naeser, 1969) и слюд (Шуколюков, Комаров, 1966).

В большинстве случаев сопоставление трекового возраста с данными К-Аг-метода дает хорошее согласие для интервала времени от нескольких десятков лет (искусственные стекла с добавленным ураном) (Brill a.o., 1964) до ~ 1 млрд. лет (слюды, апатит). Вместе с тем отмечается (Miller, Jager, 1968; Fleischer a.o., 1964), что для слюд с возрастом более 1 млрд. лет трековый метод всегда дает заниженные, по сравнению с К-Аг методом, значения возраста. Расхождение получаемых различными методами величин возрастов объясняется в основном различной термической устойчивостью ископаемых треков и радиогенного аргона (обзор известной литературы по этим вопросам приведен, например, в работе Ю.А. Шуколюкова, 1970).

Определение трекового возраста вещества вулканических пеплов, образующихся в результате отдельных вулканических извержений, является одной из актуальных задач стратиграфии. С этой целью мы провели опробование возможности применения трековой методики для датирования

вулканического пепла на образце, взятом из района Верхний Акчагыл, Кавказ.

Трековый метод определения возраста вещества в принципе является наиболее простым из всех известных методов, применяемых для датирования геологических событий. Метод основан на визуальном подсчете с помощью микроскопа числа древних треков, химически протравленных на свежем сколе или полированной поверхности исследуемого силикатного вещества. Древние треки образуются в виде следов вдоль траектории движения осколков спонтанного деления урана-238, наиболее точное значение константы распада которого в настоящее время принимается равным $\lambda_f = (0,703 \pm 0,011) \cdot 10^{16} \text{ год}^{-1}$ (Fleischer, Price, 1964; Roberts a.o., 1968).

За интервал времени T в образце, содержащем в единице объема $N_V C_{238}$ атомов урана-238, накопится плотность древних треков (ρ_s), равная:

$$\rho_s = \lambda_f T N_V C_{238} \eta R. \quad (1)$$

Здесь N_V — число атомов в единице объема вещества, C_{238} — атомная концентрация урана-238 в исследуемом образце, η — эффективность травления треков и R — длина химически протравленных треков. Как видно из выражения (1), для вычисления T необходимо кроме ρ_s знать также величины C , N_V , η и R , каждая из которых может быть определена лишь с некоторой точностью.

Предложенный в работе (Price, Walker, 1963) метод исключает ряд таких неопределенностей путем облучения исследуемого образца в нейтронном потоке ядерного реактора. При этом под действием тепловых нейтронов происходит деление ядер урана-235, приводящее к образованию нейтронно-индуцированной плотности треков (ρ_i), величина которой может быть записана в виде:

$$\rho_i = \sigma \cdot \Phi \cdot N_V \cdot C_{235} \cdot \eta \cdot R. \quad (2)$$

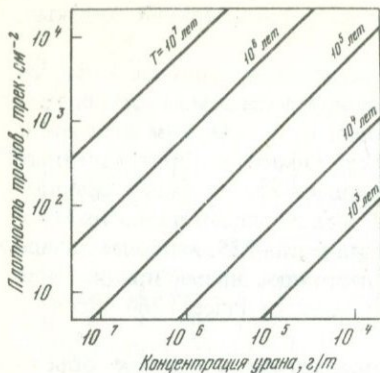
Здесь σ — эффективное поперечное сечение деления ядер урана-235 тепловыми нейтронами, равное $(582 \pm 4) \cdot 10^{24} \text{ см}^2$ (Гордеев и др., 1963), C_{235} — атомная концентрация урана-235 в веществе образца, N_V , η и R — те же, что и в выражениях (1), Φ — интегральный поток тепловых нейтронов за время облучения образца, нейтрон/см². Определение величины Φ может быть выполнено также с помощью регистрации треков нейтронно-индуцированного деления урана-235 в эталонном образце, облучаемом одновременно с исследуемым образцом. Индуцированная плотность треков (ρ_0) для эталона имеет аналогичное выражение:

$$\rho_0 = \sigma \cdot \Phi \cdot N_V \cdot C_{235} \eta R. \quad (3)$$

Комбинируя (1) — (3) выражения, получаем следующую формулу для вычисления возраста (T) запасения древних треков

$$T = \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_0 \cdot A, \quad (4)$$

где A — постоянная для данного эталона величина.



Р и с. 1. Ожидаемая плотность треков от осколков спонтанного деления урана-238 при различной концентрации урана в зависимости от возраста образца

Оценка накапливаемой за счет спонтанного деления урана-238 плотности треков, приведенная в графическом виде на рис. 1, показывает, например, что при концентрации урана $\sim 10^{-6}$ г/г в образце за 10 тыс. лет накапливается менее 10 треков на см^2 просматриваемой

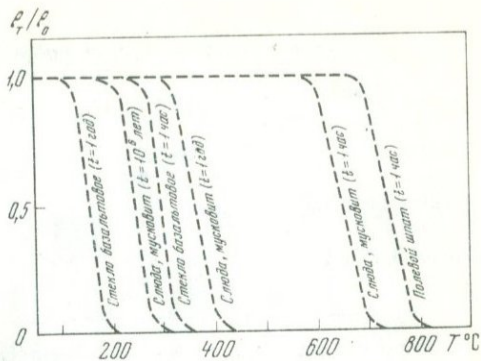
площади. Такая плотность треков является нижним пределом величины возраста, которая может быть определена для вещества с таким содержанием урана с помощью этого метода. При меньших значениях плотности треков невозможно получить достоверные количественные характеристики регистрируемых треков.

Таким образом, кажущаяся простота трекового метода определения интервала времени, в течение которого происходит скрытая регистрация числа актов спонтанного деления изотопа урана-238, на самом деле требует длительного и кропотливого исследования. При этом нет необходимости указывать на то, что образцы, содержащие хотя бы незначительное число какого-либо рода дислокаций, являются неподходящим для данного метода датирования материалом.

Как указывалось выше, одним из основных источников ошибок в определении истинного времени, прошедшего с момента затвердевания вещества, является возможный частичный или полный отжиг треков. Частичный отжиг может происходить при довольно низких температурах, воздействие которых, однако, может протекать длительное время. При этом треки в результате термического залечивания могут существенно укоротиться по длине и уменьшиться по диаметру, что неизбежно приведет к соответствующему снижению числа сосчитываемых древних треков. Полный отжиг треков, который может произойти при сильном прогреве породы (например, в результате добавления продуктов более поздних извержений вулкана), приведет к исчезновению всех, запасенных до этого времени треков. Трековый возраст в этом случае будет равен интервалу времени, прошедшему с момента такого последнего нагревания образца.

Для того чтобы избежать подобной ошибки, а также, возможно, и в целях изучения тепловой истории исследуемого геологического объекта, необходимо проводить подсчет древних треков параллельно в нескольких силикатных минералах, выделенных из одного и того же геологического образца (например, вулканического пепла), отличающихся по своей термической сохранности треков. Так, например, можно использовать стекло, биотит и полевой шпат, полный отжиг треков в которых происходит при нагревании в течение 1 часа, соответственно при температурах ~ 300 (Fleischer a.o., 1968), ~ 700 (Maurette, 1970) и $\sim 800^\circ\text{C}$ (Fleischer a.o.,

Р и с. 2. Зависимость времени полного отжига треков в вулканическом стекле (1), биотите (2) и полевоом шпате (3) от температуры нагревания образца



1965). На рис. 2 для этих веществ приведена зависимость отжига при различных температурах для различных интервалов времени нагревания. Видно, что в нормальных природных условиях без нагревания выше $\sim 100^\circ\text{C}$ (что, например, может наблюдаться вблизи источников термальных вод), треки сохраняются практически полностью в течение интервалов времени, превышающих для слюды (мусковита) десятки млн. лет. В то же время для базальтового стекла следы осколков деления отжигаются полностью при нагревании до $\sim 200^\circ\text{C}$ в течение 1 года.

Следует указать, однако, что в каждом конкретном случае необходимо проведение специальных калибровочных экспериментов по определению отжиговых характеристик треков в исследуемых образцах, величины которых зависят от многих факторов и колеблются в широких пределах. Особенно это необходимо учесть в случаях изучения образцов стекол, находящихся в зонах активного вулканизма.

Методика трековых исследований сводилась к следующему. Для изучения треков из исходной навески пепла отсеивалась наиболее крупная фракция, содержащая кристаллы размером $\sim (100 \div 300)$ мкм, из которой выделялись различные минеральные составляющие—биотит, роговая обманка, полевой шпат, а также стекла. Отобранные образцы монтировались в эпоксидные таблетки ($d = 10$ мм), примерно по 50 кристаллов в каждую. После полимеризации таблетки проводилась шлифовка и полировка образцов, оканчивающаяся на алмазном порошке с размером зерен $(3 \div 5)$ мкм. Для выявления треков от осколков спонтанного деления урана-238 химическое травление треков проводилось для различных минералов в условиях, приведенных в табл. 1. Оптимальные условия травления были выбраны методом последовательного травления образцов, искусственно облученных осколками деления калибровочного источника Cf^{252} , а также образцов, содержащих высокие плотности нейтронно-индуцированных треков. Просмотр и регистрация треков проводились с помощью оптического микроскопа при ~ 600 -кратном увеличении.

На рис. 3 для примера приведены микрофотографии треков от осколков нейтронно-индуцированного деления урана-235 в биотите (а) и роговой обманке (б). Специально проведенные эксперименты по изучению изменения геометрических характеристик треков (длины в кристаллах и диаметра в стеклах) при последовательном ступенчатом процессе травления образцов и отжиге треков показали, что в исследуемых микрокристаллах треки могут быть надежно идентифицированы и зарегистрированы даже в очень малых количествах.

Условия травления треков в образцах вулканического пепла

Образец	Раствор	Температура, °С	Время травления
Стекло	HF, 20%	20	15 сек
То же	HF, 40%	20	(2-5) сек
Роговая обманка	HF, 40%	20	15 сек
Биотит	HF, 40%	20	(35-50) сек
Полевой шпат	NaOH : H ₂ O (3 : 4)	200	(2-3) часа

Результаты измерений. Для основных составляющих компонент (биотит, роговая обманка, полевой шпат и стекло) образца вулканического пепла из района Верхний Акчагыл (Кавказ) было проведено определение плотности треков от спонтанного деления урана-238 (ρ_s) и нейтронно-индуцированного деления урана-235 (ρ_i). Результаты измерений приведены в табл. 2. Число сосчитанных спонтанных треков составляет из-за крайне малой суммарной площади просмотра от 5 до 15 треков. Наименьшая величина ρ_s для роговой обманки, общее число изученных микрокристаллов которой составило около 3000, не превышает 50 трек/см². Плотность древних треков в слюде максимальная,

Таблица 2

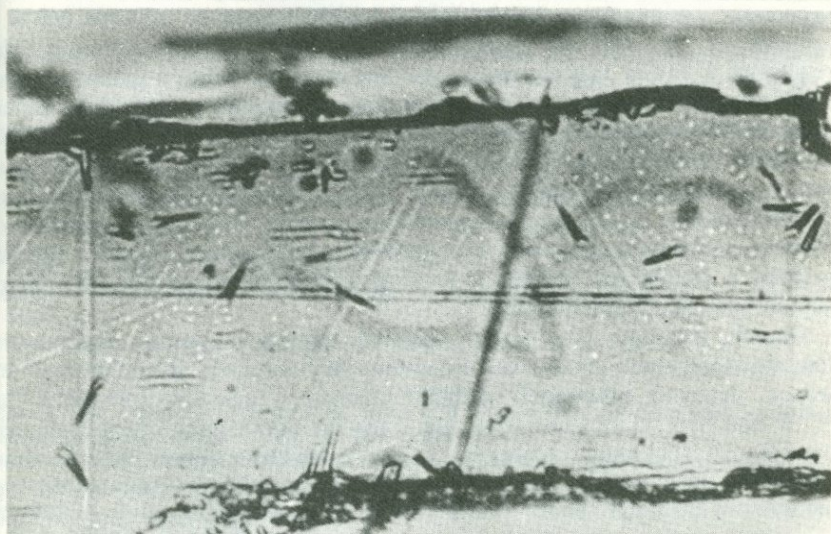
Определение возраста образцов вулканического пепла (Верхний Акчагыл, Кавказ)

Образец	Треки осколков деления урана		
	Спонтанные		
	N, трек	S, см ²	ρ_s , трек/см ²
Стекло	9	$1,25 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^3$
Роговая обманка	5	0,11	46
Полевой шпат	10	$2,75 \cdot 10^{-2}$	$3,6 \cdot 10^2$
Биотит	15	$1,35 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^3$

Таблица 2 (окончание)

Образец	Треки осколков деления урана			Содержание урана, г/г	Эффективный трековый возраст, 10 ⁶ лет
	Индукцированные				
	N, трек	S, см ²	ρ_i , трек/см ²		
Стекло	663	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{7*}$	$2,9 \cdot 10^{-6}$	9
Роговая обманка	154	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^4$	$2,6 \cdot 10^{-8}$	10
Полевой шпат	150	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^{-7}$	7
Биотит	2436	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^{-7}$	~ 30

* $\Phi_{т.н.} = 1,3 \cdot 10^{18}$ нейтр/см²; в остальных случаях $\Phi_{т.н.} = 2,6 \cdot 10^{17}$ нейтр/см²



Р и с. 3. Микрофотографии треков от осколков индуцированного тепловыми нейтронами ядерного реактора деления урана-235 в биотите (а) и роговой обманке (б), выделенных из вулканического пепла из района Верхний Акчагыл, Кавказ (x 1000)

$\sim 10^3$ трек/см². В стекле, концентрация урана в котором достигает $3 \cdot 10^6$ г/т, плотность древних треков также достаточно велика и составляет $\sim 7 \cdot 10^3$ трек/см². Это позволяет при просмотре такой малой суммарной площади шлифов микрообразцов стекол, как $\sim 10^{-2}$ см², обнаружить ~ 100 треков.

Максимальная величина эффективного трекового возраста, полученного для биотита (~30 млн. лет), требует дальнейшего более широкого изучения, включая распределение урана. Известно, например, что именно в слюдах из-за их слоистой кристаллической структуры возможна в широких пределах миграция урана (Берзина, 1967). Случаи так называемой пленочной минерализации, на которые указывалось в работе (Комаров, Шуколюков, 1969), могут служить, в частности, причиной повышения трекового возраста.

Детальное изучение пространственного распределения треков по полированному срезу отдельных микрокристаллов показало, что древние треки в большинстве (по крайней мере в > 50% случаев) начинаются от наружной поверхности исследуемых образцов. Такая приуроченность треков к поверхности частиц вулканического пепла может быть обусловлена контактированием приповерхностной зоны с областью повышенной, по сравнению с веществом самого образца, концентрации урана. При этом можно рассмотреть следующие случаи: а) возможная повышенная концентрация урана в контактно расположенных с исследуемым образцом минералах. Как видно из таблицы, концентрация урана колеблется для различных минеральных составляющих исследованного образца пепла в пределах от $\sim 3 \cdot 10^8$ г/г (роговая обманка) до $3 \cdot 10^6$ г/г (стекло). Нахождение в пепле микрокристаллов циркона с концентрацией урана $\sim 10^5$ г/г также может оказать существенное влияние на величину запасемой плотности древних треков в соседних образцах с минимальным собственным содержанием урана. б) Повышение концентрации урана, связанной с пленочной минерализацией на поверхности микрокристаллов. Отличительным характерным признаком такого эффекта является локальная высокая плотность нейтронно-индуцированных треков, превышающая в некоторых случаях в десятки и сотни раз плотность индуцированных треков внутри образца.

Оценка возраста накопления древних треков с учетом максимальной концентрации урана, наблюдаемой на поверхности отдельных образцов роговой обманки, снизили величину трекового возраста до ~ 2 млн. лет. После введения поправок на возможное отклонение эффективного трекового возраста за счет указанных выше эффектов мы получили следующую величину трекового возраста для стекол исследуемого образца пепла: $(2,3 \pm 1,0) \cdot 10^6$ лет. При этом были исключены все треки, которые могли быть связаны с внешним "фоновым" ураном.

Обсуждения и выводы. Необходимость проведения по возможности более точных датировок, в частности, таких природных объектов, как вулканические пеплы, при использовании трековой методики имеет ряд характерных особенностей и связанных с ними возможных источников ошибок.

Прежде всего укажем на трудоемкость трекового метода при исследовании микрокристаллов вулканического пепла, средний размер которых составляет около 200 мкм. В связи с этим набор хотя бы минимальной статистики при подсчете плотности древних треков требует исследований нескольких тысяч частиц пепла.

Как было выяснено в данной работе, одним из существенных источников ошибок в определении истинного времени, прошедшего с момента последнего нагрева частиц вулканического пепла, является возможность завышения плотности древних треков за счет осколков деления атомов урана, находящегося в некоторых случаях в большем количестве в приповерхностной зоне исследуемых образцов. Исключение этого эффекта возможно, но для этого требуется постановка дополнительных экспериментов, что приводит к занижению точности получаемых результатов.

Указанный в табл. 2 эффективный трековый возраст в действительности за счет выше перечисленных эффектов может считаться лишь верхней границей возраста с момента последнего нагревания образца вулканического пепла. Дальнейшие детальные исследования позволят получить более надежные и точные данные. При этом наиболее подходящим материалом для подсчета плотности древних треков несомненно являются стекла, имеющие повышенное содержание урана и позволяющие хорошо идентифицировать треки, отстоящие от поверхности исследуемых образцов не менее чем на длину пробега осколков деления.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзина И.Г., Столярова А.Н., Флерова Г.Н., Шимелевич Ю.С.* О возможности выявления миграции урана и продуктов его распада в минералах. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 5.
- Генаева Л.И., Кашкаров Л.Л.* О возможности исследования интенсивности первичного космического излучения по трекам ядерных частиц в метеоритах и тектитах. — Изв. АН СССР, серия физ. 1966, т. XXX, № 11.
- Гордеев И.В., Кандашев Д.А., Малышев А.В.* Ядерно-физические константы. М., Госатомиздат, 1963.
- Комаров А.Н., Сковородкин Н.В., Карапетян С.Г.* Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. — Геохимия, 1972, № 6.
- Комаров А.Н., Шуколюков Ю.А.* О форме нахождения урана в слюдах. — Геохимия, 1969, № 11.
- Шуколюков Ю.А.* Деление ядер урана в природе. М., Атомиздат, 1970.
- Brill R., Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M.* The fission track dating of man made glasses; part 1, preliminary results. — J. of Glass Studies, 1964, v. 6, N 1.
- Fleischer R.L., Price P.B., Symes E.M., Miller E.M.* Fission track ages and track annealing behavior of some micas. — Science, 1964, v. 143, N 3604.
- Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M.* Solid-state track, detectors: applications to nuclear science and geophysics. — Ann. Rev. Nuc. Science, 1965, v. 15, N 1.
- Fleischer R.L., Vierll J.R.M., Price P.B., Aumento F.* Mid-Atlantic Ridge: age and spreading rates. — Science, 1968, v. 161, N 1339.
- Gleadow A.I.W., Lovering J.E.* The effect of weathering of fission track dating. — Earth Planetary Sci. Letters, 1974, v. 22, N 2.
- Gupta M.L., Nagpaul K.K., Mehta P.P.* Fission track ages of some Indian muscovites. — Can. J. Earth Science, 1971, v. 8, N 11.
- Maurette M.* On some annealing characteristics of heavy ions tracks in silicate minerals. — Rad. Effects, 1970, v. 5, N 15.
- Müller D.S., Jäger E.* Fission track ages of some alpine micas. — Earth Planetary Sci. Letters, 1968, v. 4, N 5.
- Naeser C.W.* Etching fission tracks in zircons. — Science, 1969, v. 165, N 3891.
- Price P.B., Walker R.M.* Chemical etching of charged particle tracks in solids. J. Appl. Physics, 1962, v. 33, N 3407.
- Price P.B., Walker R.M.* Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. — J. Geophys. Res., 1963, v. 68, N 16.

- Roberts J.H., Gold R., Armani R.J. Spontaneous fission decay constant of ^{238}U . — Phys. Rev., 1968, v. 174, N 4.
- Storzer D. Fission track dating of volcanic glasses and the thermal history of rocks. — Earth Planetary. Sci. Letters, 1970, v. 8, N 1.
- Storzer D., Wagner G.A. Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. — Earth Planetary Sci. Letters, 1969, v. 5, N 7.
- Wagner G.A. Spaltspurenalter von Mineralen und natürlichen Gläsern eine Übersicht. — Fortschr. Mineralogie, 1972, v. 49, N 114.
- Wagner G.A., Reimer G.M., Carpenter B.S., Faul H., Van der Linden R., Gubels R. The spontaneous fission rate of U-238 and fission track dating. — Geochim. Acta, 1975, v. 39, N 9.

Н.А. Тутаева, В.В. Ананьев, В.В. Аникина

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УРАНА В НЕКОТОРЫХ МОЛОДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Радиоактивные элементы широко используются в качестве геохимических индикаторов при исследовании магматических пород. В связи с этим изучение поведения урана и тория в процессе современного вулканизма представляется особенно актуальным.

При изучении геохимии урана и тория в "молодых" процессах, длительность которых не превышает первых сотен тысяч лет, наиболее точную информацию можно получить на основании анализа изотопных отношений этих элементов. Естественно, использовать изотопный метод для исследования того или иного процесса можно лишь в тех случаях, когда достаточно достоверно известны причины вариаций изотопных отношений в данном процессе.

Для экзогенных процессов в настоящее время установлено, что причиной изменения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ является взаимодействие твердой и жидкой фаз. Известно, что атомы ^{234}U , как и любого другого дочернего изотопа, образуемые в минерале при радиоактивном распаде, испытывают радиоактивную отдачу, в связи с чем оказываются менее прочно связанными в кристаллической решетке, чем атомы материнского изотопа (^{238}U). Поэтому при взаимодействии двух фаз (твердой и жидкой) жидкая фаза в большей степени обогащается дочерним изотопом, а твердая соответственно обедняется им (Чердынцев и др., 1968; Чердынцев, 1969, 1973).

В породах, возраст которых древнее 1,5 млн. лет, практически весь ^{234}U образован *in situ* и, следовательно, претерпел радиоактивную отдачу. В молодую только что излившуюся вулканическую породу все изотопы урана поступили из расплава одним и тем же путем и их энергетическое положение в кристаллической решетке минералов одинаково. В этом случае, при взаимодействии фаз, обогащения жидкой фазы дочерним изотопом наблюдаться не будет.

Закономерность накопления подвижного ^{234}U , образуемого *in situ*, и отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ при полном и 50%-ном выделении ^{238}U подв. из исследуемого объекта

Возраст породы, лет	Содержание подвижного ^{234}U в % от равновесного	Содержание прочносвязанного ^{234}U в % от равновесного	Минимально возможное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (при удалении всех атомов подв. ^{234}U)	Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ при удалении 50% атомов подв.
0	0	100	1	1
5000	1,5	98,5	0,985	0,9925
10000	2,8	97,2	0,972	0,9860
15000	4,1	95,9	0,959	0,9795
20000	5,4	94,6	0,948	0,973
25000	6,7	93,3	0,933	0,9665
30000	8,0	92,0	0,920	0,960
35000	9,3	90,7	0,907	0,9535
40000	10,6	89,4	0,894	0,947
50000	13,0	87,0	0,870	0,935
75000	18,8	81,2	0,812	0,906
100000	24,2	75,8	0,758	0,879
150000	34,1	65,9	0,341	0,8295
200000	42,6	57,4	0,574	0,787
250000	50,0	50,0	0,500	0,750
500000	75,0	25,0	0,250	0,545
1000000	93,8	6,2	0,062	0,531

$$T^{234}\text{U} = 2,5 \cdot 10^5 \text{ лет.}$$

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для $t = 0$ равновесное.

С течением времени за счёт распада ^{238}U в минерале будут накапливаться вновь образовавшиеся атомы ^{234}U (атомы отдачи). Более подвижные атомы отдачи урана-234 будут легче переходить в воду и эффект разделения изотопов может быть замечен. В табл. 1 показана закономерность накопления подвижных атомов ^{234}U во времени и изменение отношения активности $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в породе при полном и пятидесятипроцентном выносе вновь образовавшихся ядер. Вынос 50% атомов ^{234}U , по-видимому, является максимальным, так как породы с отношением $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 0,5$ весьма редки. Из табл. 1 следует, что при пятидесятипроцентном выносе подвижных атомов ^{234}U и 5%-ной ошибке измерения отклонение от радиоактивного равновесия можно заметить только для пород возрастом не менее 40 тыс. лет. Таким образом, для современных и значительной части верхнечетвертичных вулканических пород изотопное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ должно соответствовать изотопному составу урана в расплаве, который, остывая, образовал ту или иную породу.

Вместе с тем не исключено влияние вод на изотопный состав урана даже в молодых породах. Пониженное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подобных породах можно объяснить процессом изотопного обмена при взаимодействии породы с водами, содержащими уран с отношением $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$. Но такие воды встречаются крайне редко и возможность подобного процесса, по-видимому, минимальна. Более вероятен процесс сорбции урана из вод на стенках пор и трещин, что скорее всего приведет к возрастанию изотопного отношения урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$).

Закономерности и причины изменения изотопного состава урана в вулканическом процессе практически не установлены, хотя в литературе опубликовано значительное число анализов отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в продуктах вулканических извержений (Чердынцев и др., 1968; Чердынцев, 1969, 1973; Rosholt, Noble, 1969; Nishimura, 1970).

Систематизация этих данных, выполненная В.В. Чердынцевым и S. Nishimura, показала, что основная масса изотопных анализов урана соответствует радиоактивному равновесию между ^{234}U и ^{238}U . Вместе с тем существуют случаи отклонения от равновесия как в сторону недостатка ^{234}U , так в сторону его избытка (от 0,55 до 2,2 ед. акт.). В.В. Чердынцев (Чердынцев, 1973) объясняет вариации изотопного состава взаимодействием эндогенных флюидов как с твердыми породами "зоны прогрева", так и с расплавом, J.N. Rosholt, D.C. Noble, S. Nishimura — экзогенным процессом выветривания.

Надо отметить, что образцы, в которых были обнаружены указанные выше отклонения от радиоактивного равновесия, не всегда имели возрастную привязку, в связи с чем невозможно было установить, под воздействием каких факторов произошла дифференциация изотопов.

Целью настоящей работы было определение изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в современных и голоценовых породах Камчатки и Курильских островов. Для сравнения выполнены отдельные анализы более древних пород (табл. 2).

Из 17 проанализированных образцов исторических извержений и извержений голоценового возраста (по геологическим данным) в 15 отмечено радиоактивное равновесие для отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (в пределах двойной ошибки измерения — 2σ). Достоверное отклонение от равновесия (дефицит ^{234}U) было обнаружено в двух образцах из этой серии: бомбе с вулкана Алаид, выброшенной при извержении 1972 г. (обр. А-7) и лаве одного из последних потоков Малого Семячика (обр. 622). Вместе с тем лавы Алаида извержения 1972 г. (обр. А-6) и более раннего потока Кайно-Семячика (Селянгин, 1974) (обр. 623) показали равновесное отношение исследуемых изотопов. Один из более древних образцов (средне-четвертичный базальт с вулкана Овальная Зимица — № 2150) показал дефицит ^{234}U , другой (верхне-четвертичный дацит экструзии Пестрые Хребтики — № 2132) — равновесное отношение изотопов.

Наличие радиоактивного равновесия в большинстве исторических и голоценовых образцов свидетельствует о том, что магматический расплав, поступающий на земную поверхность в процессе вулканического извержения, в подавляющем большинстве случаев содержит уран с равновесным

Изотопный состав урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в породах некоторых вулканов

№ образца	Вулкан	Время извержения	Характеристика породы	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
A-6	Алаид	1972	Базальт (лава)	$0,99 \pm 0,05$
A-7	Тот же	1972	Базальт (бомба)	$0,86 \pm 0,05$
306	Карымский	1970	Дацит (пемза)	$0,98 \pm 0,08$
307	Тот же	1970	Андезито-дацит (шлак)	$1,04 \pm 0,08$
308	"	1970	Андезито-дацит (лава)	$0,94 \pm 0,07$
A-1	Шивелуч	1854	Андезит (экструзия Каран)	$1,01 \pm 0,05$
A-2	Тот же	1946–1948	Андезит (лава)	$0,94 \pm 0,06$
5730	"		Андезит (лава)	$1,01 \pm 0,09$
13	Безымянный	1956	Андезит (экструзивный купол Новый)	$1,06 \pm 0,06$
2154	Тот же	1956	Андезит (экструзивный купол Высокий)	$0,90 \pm 0,05$
2142	"	1956	Андезит (экструзия Экспедиции)	$0,91 \pm 0,05$
353	Малый Семячик, кратер Троицкого	Современное	Базальт (лава, Кольцевой поток)	$1,03 \pm 0,09$
354	Тот же	То же	Базальт-окисленный	$0,97 \pm 0,08$
355	"	"	Измененный пирокластический материал	$1,04 \pm 0,07$
622	"		Базальт (лава)	$0,83 \pm 0,04$
623	"		Базальт (лава)	$0,94 \pm 0,05$
2189	Большая Удина		Андезит (экструзивный купол Шероховатый)	$0,93 \pm 0,04$
2150	Овальная Зимина		Базальт (лава)	$0,89 \pm 0,02$
2132	Тот же		Дацит (экструзия Пестрые Хребтики)	$1,08 \pm 0,08$

отношением генетически связанных изотопов ^{234}U и ^{238}U , что согласуется с литературными данными (Чердынцев, 1973; Rosholt, Noble, 1962). Дефицит ^{234}U в базальте среднечетвертичного возраста можно объяснить преимущественным его выщелачиванием. Равновесие изотопов в верхнечетвертичном даците можно объяснить в соответствии с вышесказанным более молодым его возрастом, а отчасти — большей устойчивостью дацита по сравнению с базальтом к процессам выветривания. Объяснить причину отклонения от радиоактивного равновесия для отношения

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в образцах молодого возраста в настоящее время не представляется возможным. Во всяком случае, это — не влияние вторичной сорбции, так как воды Камчатки содержат чрезвычайно мало урана (Удальцов, Леонова, 1970).

Маловероятно связать наблюдаемый эффект с взаимодействием флюидов с породами "зоны прогрева", а затем — с расплавом (Чердынцев, 1973). Это подтверждают единичные цифры аномальных изотопных отношений, а также эксперименты П.И. Чалова (Чалов, 1970). П.И. Чалов показал, что при нагревании урановых минералов количество подвижных атомов ^{234}U , сравнительно легко поддающихся выщелачиванию, убывает. При 900°C наблюдается переход в раствор урана с изотопным составом, соответствующим твердой фазе. Во всяком случае аномальные изотопные отношения урана в вулканических породах представляют большой интерес и, возможно, в дальнейшем могут быть использованы при решении некоторых вопросов эндогенной геохимии урана.

В ы ы о д ы: 1. Определено отношение изотопов урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в продуктах вулканических извержений некоторых вулканов Камчатки и Курильских островов.

2. В подавляющем большинстве "исторических" и голоценовых вулканических пород отмечено радиоактивное равновесие между ^{234}U и ^{238}U , что позволяет заключить, что в исходных расплавах оно также имело место.

3. Показано, что экзогенное выщелачивание может привести к изменению изотопного состава урана только в породах, возраст которых больше 40 тыс. лет.

4. Отмечены единичные случаи отклонения изотопного отношения урана от радиоактивного равновесия, которые нельзя объяснить экзогенным воздействием.

ЛИТЕРАТУРА

- Селягин О.Б. Карымская группа вулканов. Вулканы Карымский и Малый Семячик. — В сб.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Титаева Н.А., Филонов В.А., Овценков В.Я., Векслер Т.И., Орлова А.В., Тырина А.С. Поведение изотопов урана и тория в системе кристаллические породы — поверхностные воды в условиях холодного гумидного климата. — Геохимия, 1973, № 10.
- Удальцова Н.И., Леонова Л.Л. Уран, торий и редкоземельные элементы в термальных водах Камчатки. — Геохимия, 1970, № 12.
- Чалов П.И. Алмазия изотопного состава урана. Автореф. докт. дисс. М., 1970.
- Чердынцев В.В. Уран 234. М., Атомиздат, 1969.
- Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. М., "Наука", 1973.
- Чердынцев В.В., Купцов В.М., Кузьмина Е.А., Зверев В.Л. Радиоизотопы и протактинисый возраст неовулканических пород Кавказа. — Геохимия, 1968, № 1.

ВОПРОСЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
(экспериментальное исследование)

Многие вопросы генетического характера тесно связаны с условиями и особенностью кристаллизации магматических расплавов. Кристаллизация вулканических пород экспериментальным путем изучена относительно слабо. С целью получения таких данных, как температура кристаллизации, интервал ликвидуса—солидуса, влияние содержания растворенной воды в расплаве на кристаллизацию водосодержащих минералов, порядок кристаллизации породообразующих минералов в зависимости от давления водяного пара, скорость роста кристаллов в ходе кристаллизации и т.п. нами было проведено экспериментальное исследование по кристаллизации вулканических пород Ишханасарского массива в условиях давления водяного пара от 200 до 2000 кг/см².

В качестве исходного материала были использованы образцы из потоков вулкана Ишханасар. Лавы Ишханасарского вулканического массива (Армения) представлены главным образом трахиандезито-базальтами и трахиандезитами. Присутствуют также небольшие объемы трахибазальтов и трахидацитов.

Эти разрезы геологически, петрографически и петрохимически изучены К.Г. Шириняном (Ширинян, 1963, 1970; Иванов, Ширинян, 1972), в последние годы М.А. Петровой (1972) и А.В. Гушиным (1973). Относительно генезиса подобных пород существуют две точки зрения. Часть исследователей связывает их образование с процессами кристаллизационной дифференциации, другая указывает на их ассимиляционное происхождение (Гушин, 1973).

Нижние потоки, имеющие трахиандезито-базальтовый состав, обнажаются юго-западные вершины горы Большой Ишханасар. По петрографическим и петрохимическим признакам трахиандезито-базальтовые потоки представлены двумя разновидностями:

1) в первой в виде порфировых вкрапленников развиты оливин, моноклинный пироксен и роговая обманка; количество SiO₂ составляет 52—53% (обр. 118) и 2) во второй порфировые вкрапленники сложены моноклинным пироксеном, плагиоклазом, магнетитом и единичными зернами оливина; SiO₂ — 54—55% (обр. 115, 233).

Трахиандезитовые потоки изливались вслед за трахиандезито-базальтами. Однако в разрезах Ишханасарского вулканического массива часто наблюдается чередование лав трахиандезито-базальтового и трахиандезитового составов. В трахиандезитовых потоках наблюдаются три разновидности этих пород: 1) порфировые вкрапленники плагиоклаза имеют крупные размеры и преобладают над вкрапленниками моноклинного пироксена, биотита и магнетита; SiO₂ — 57—58% (обр. 196); 2) порфировые вкрапленники биотита присутствуют в большом количестве наряду с плагиоклазом; SiO₂ — 57—58% (обр. 223); 3) порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом; кристаллы

№ образца	Порода	Структура	Порфировые	
			Оливин	Моноклинный пироксен
115	Трахиандези-	Долеритовая	1	2
118	то-базальт	Микродолеритовая	6	5
233		Порфиroidная	—	4
196		Порфиroidная	1	4
233		Та же	2	2
33		"	—	—

Примечание: Обр. 115 — в 6 км к юго-востоку от вершины горы Большой Ишханасар, на правом берегу р. Мецкенд; нижний поток налегает непосредственно на туфобрекчи; обр. 118 — там же, снизу поток; обр. 233 — в 200 м к юго-западу от вершины горы Большой Ишханасар, 10-ый поток сверху; обр. 196 — западный склон

роговой обманки сильно опациitized; количество SiO_2 составляет 60–61% (обр. 33).

В табл. 1 приведен количественно-минеральный состав использованных в экспериментах пород, их химический состав дан в табл. 2.

Методика и аппаратура. Опыты проводились на установке высокого давления с внутренним обогревом, ранее описанной в работе Н.И. Хитарова и его соавторов (1967). Измерение давления производилось с точностью $\pm 1\%$, а измерение температуры в пределах $\pm 5^\circ$. Тепловое поле рабочей камеры контролировалось тремя термопарами Pt–PtRh (10%).

Навеска исходного материала весом от 0,3 до 0,4 г помещалась в алундовую пробирку высотой, соответственно навескам, от 11 до 13 мм и внутренним диаметром в 6 мм, уплотнялась и смачивалась водой. Затем пробирка закрывалась плотно пригнанной пробкой из алунда. Пробирку помещали в платиновый реактор, предварительно заполненный водой с таким расчетом, чтобы она оказалась в зоне с постоянной температурой. Остальное пространство реактора заполнялось алундовыми заглушками.

После присоединения прижимного устройства реактор помещался в сосуд высокого давления. Создав требуемое давление, включали печь и температуру доводили до 1300°C . Все опыты проходили с выдержкой при этой температуре в течение часа для обеспечения полного расплавления образца. После этого температура понижалась до заданной за 5–10 мин. Эксперименты были выполнены в двух вариантах: 1) кристаллизация в условиях постоянной заданной температуры в течение определенного промежутка времени, а затем закалка; 2) кристаллизация в условиях медленного охлаждения в заданном интервале температур и закалка. Закалка проводилась путем включения нагрева. Скорость охлаждения составляла 150–200 град/мин. Конечные продукты изучались оптически.

состав исходных образцов

вкрапленники, %					Основная масса, %	
Плагиоклаз	Роговая обманка	Биотит	Магнетит	Сумма	Кристаллы	Стекло
1	—	—	1	5	95	Нет
—	3	—	—	14	86	"
10	—	—	1	15	85	Сл.
29	—	4	2	40	60	"
28	—	5	3	40	60	"
10	10	—	—	20	80	"

горы Большой Ишханасар, в 2 км от вершины; обр. 223 — юго-западнее вершины горы Большой Ишханасар, в 100 м от нее залегает непосредственно на андезито-базальтах; обр. 33 — вершина возвышенности, расположенной к северо-западу от вершины Большого Ишханасара на расстоянии 800 м.

Результаты опытов и их обсуждение. Основные результаты экспериментов с трахиандезитами и трахиандезито-базальтами приведены в таблицах 3 и 4. Полученные данные показывают, что температурный интервал кристаллизации шире у трахиандезитов. Интервал ликвидуса—солидуса увеличивается также от повышения давления воды. У расплавов трахиандезито-базальтового состава интервал ликвидуса—солидуса составляет при P_{H_2O} 1000 кг/см² 120° (1020–900°С), а при P_{H_2O} 2000 кг/см² составляет 140° (970–830°С).

У расплавов трахиандезитового состава интервал ликвидуса—солидуса при P_{H_2O} 1000 кг/см² составляет 120–130° (970–850°С и 1000–870°С), а при P_{H_2O} 2000 кг/см² — 140–160° (920–780°С и 960–800°С). На рис. 1 видно, что температура ликвидуса и солидуса для пород Ишханасарского вулканического массива постепенно уменьшается с увеличением кислотности пород.

При понижении температуры расплава на 20° ниже температуры ликвидуса из расплавов трахиандезито-базальта и трахиандезита образуется 30–35% кристаллической фазы.

В условиях давления водяного пара 2000 кг/см² и 1000 кг/см² из расплавов трахиандезито-базальтового и трахиандезитового составов первым кристаллизуется магнетит, затем почти одновременно появляются кристаллы моноклинного пироксена, плагиоклаза и водосодержащих минералов. Из расплава трахиандезито-базальтового состава кристаллизуется плагиоклаз 40, а из расплава трахиандезитового состава — плагиоклаз 33–35. При давлении воды 500 кг/см² и меньше водосодержащие минералы не кристаллизуются. В этих условиях магнетит появляется в основной массе в виде мелких зерен. Из расплава трахиандезитового состава (обр. 33) рудный минерал кристаллизуется в основном в виде гематита. При кристаллизации расплава трахиандезитового состава водосодержащие минералы были представлены только биотитом. Отсутствие роговой об-

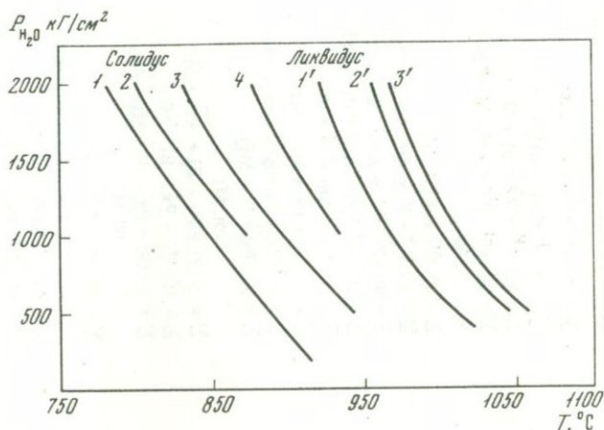
Химические составы исходных пород (весовой %)

Окислы	Трахиандезито-базальт			Трахиандезит		
	115	118	233	196	223	33
SiO ₂	55,43	52,98	54,29	57,53	58,46	60,16
TiO ₂	0,90	1,21	1,03	0,77	0,66	0,55
Al ₂ O ₃	16,29	16,80	17,89	16,66	15,77	17,23
Fe ₂ O ₃	7,31	6,28	6,06	6,59	7,79	5,54
FeO	0,77	2,78	2,11	0,55	0,55	Нет
MnO	0,10	0,13	0,09	0,09	0,11	0,12
MgO	3,75	4,42	3,93	2,69	2,12	2,33
CaO	7,54	8,14	7,54	5,81	4,94	5,80
Na ₂ O	5,00	4,60	4,75	5,25	5,50	5,00
K ₂ O	3,25	2,90	3,00	3,50	4,40	3,38
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,40
H ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,08	0,06
П.п.п.	0,36	0,05	"	0,58	0,22	—
Сумма	100,70	100,25	100,69	100,02	100,14	100,57
Нормативные минеральные составы:						
Q	—	—	—	0,8	—	5,8
Ne	3,0	3,5	1,4	—	0,1	—
Or	19,5	17,5	17,8	20,6	26,2	20,0
Ab	36,8	32,3	37,7	44,6	46,4	42,5
An	12,2	16,7	13,6	11,7	5,3	14,5
Di	19,7	18,4	14,7	13,2	13,2	8,9
Hу	—	—	—	0,6	—	1,7
Ol	0,2	1,7	2,0	—	—	—
Ru	—	—	—	0,1	—	0,5
Ap	—	—	—	—	—	1,0
Il	1,7	2,3	2,0	1,4	1,2	0,2
Mt	0,2	5,8	3,9	—	0,2	—
Hm	7,2	2,2	3,4	6,6	7,7	5,4
Числовые характеристики:						
a	15,5	14,2	14,8	16,6	18,1	15,9
c	2,9	4,0	4,5	2,8	1,3	3,5
b	19,2	21,1	19,1	14,9	15,2	12,8
s	62,4	60,7	61,6	65,7	65,4	67,8
f	36,1	37,7	39,1	41,5	46,9	38,7
m	32,3	35,1	35,8	30,6	22,8	32,6
c'	31,6	27,2	25,1	28,9	30,3	28,7
n	69,9	70,5	70,6	69,6	65,4	69,2
φ	31,9	24,9	28,0	37,5	43,0	38,2
t	1,2	1,6	1,4	1,0	0,8	0,7
Q	-9,1	-11,0	-10,9	-4,6	-6,7	+0,3
a/c	5,3	3,5	3,3	5,9	13,9	4,5

манки, по-видимому, связано с тем, что в исходном образце (№ 33) практически присутствовало только окисное железо.

В экспериментах с избытком воды высокое парциальное давление кислорода препятствовало протеканию восстановительных процессов.

На рис. 2 показана зависимость индекса дифференциации от содержания SiO_2 в породах Ишханасарского вулканического массива. Этот индекс постепенно увеличивается при изменении составов пород в сторону трахиандезита.



Р и с. 1. Схема кристаллизации расплавов андезито-базальтового и андезитового составов

Температура солидуса: 1 — андезиты (обр. 33, 223); 2 — андезит (обр. 196); 3 — андезито-базальты (обр. 233, 115); 4 — андезито-базальт (обр. 118); температура ликвидуса: 1' — андезит (обр. 33); 2' — андезит (обр. 196); 3' — андезито-базальты (обр. 233, 115)

Небольшое отклонение точки 5 (трахиандезит 223) связано с высоким содержанием щелочей, особенно K_2O в исходном образце. Повышение содержания щелочей в этом образце связано, по-видимому, с обогащением расплава летучим компонентом, судя по заметному обогащению образца биотитом. Биотит присутствует также в большом количестве в исходной породе. Проекция состава трахиандезита (обр. 223) на диаграмме трехкомпонентной системы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO}$ (рис. 3) отклонена в сторону щелочей.

В ходе кристаллизации базальтовых расплавов скорость осаждения ранее кристаллизовавшихся минералов: оливина, пироксена, магнетита и плагиоклаза неодинаковая. Вследствие этого верхние слои магматической камеры обогащаются плагиоклазом, возникает высокоглиноземистый расплав. В этом расплаве сильно уменьшается содержание MgO , а отноше-

ние $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$ увеличивается, что хорошо видно на рис. 3.

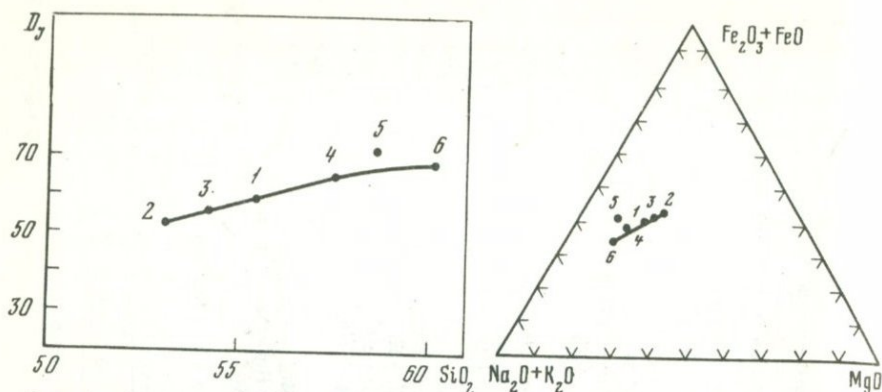
Результаты экспериментов по кристаллизации расплавов андезито-базальтового состава

P_{H_2O} кг/см ²	№ образца	№ опыта	Температура закалки, °С	Время кристаллизации, час	Минералогический состав после опытов, %	
					Кристаллическая фаза	Стекло
2000		7/2	890	15	$\Sigma = 90 (Pl + Px + Bi + Mt)$	10
"	115	19/2	980	6	$\Sigma = 5 (Pl + Bi + Mt)$	95
"		20/1	1000-800	16	$\Sigma = 95 (Pl + Px + Bi + Mt)$	5
"	118	7/1	890	15	$\Sigma = 90 (Pl + Px + Am + Bi + Mt)$	10
"		13/2	1010	18	$\Sigma = 2(Mt)$	98
"		19/3	970	6	$\Sigma = 5 (Pt + Mt + Bi)$	95
"	233	10/2	950	15	$\Sigma = 35 (Px + Pl + Am + Bi + Mt)$	65
"		9/2	1000-780	16	$\Sigma = 90 (Px + Pl + Am + Bi + Mt)$	10
"		20/3	1000-700	16	$\Sigma = 90 (Px + Pl + Am + Bi + Mt)$	10
1000		23/1	1020	16	$\Sigma = 10 (Px + Am + Bi + Mt)$	90
"	115	3/3	930	5	$\Sigma = 50 (Pl + Px + Mt + Bi)$	50
"		21/1	1000-900	16	$\Sigma = 90 (Px + Pl + Bi + Am + Mt)$	10
"	118	3/2	930	5	$\Sigma = 50 (Px + Pl + Mt)$	50
"		14/2	1050	16	сл. Mt	100
"	233	13/2	1010	18	$\Sigma = 5 (Pl + Px + Bi + Am + Mt)$	95
"		3/1	930	5	$\Sigma = 50 (Pl + Px + Bi + Mt)$	50
"		21/3	1030-900	10	$\Sigma = 50 (Pl + Px + Bi + Mt + Am)$	50
500		15/2	1080	16	сл. Mt	100
"	233	16/2	960	18	$\Sigma = 90 (Pl + Px + Mt)$	10
"		17/2	930	64	$\Sigma = 100 (Px + Pl + Mt)$ (закалочные)	-
200	115	22/1	1100-900	10	$\Sigma = 80 (Pl + Px + Mt)$	20
"	233	22/2	1100-900	10	$\Sigma = 90 (Pl + Px + Mt)$	10

Результаты экспериментов по кристаллизации расплавов андезитового состава

P _{H₂O} , кг/см ²	№ образца	№ опыта	Температура закалки, °С	Время кристаллизации, час	Минералогический состав после опытов, %	
					Кристаллическая фаза	Стекло
2000		11/3	960	16	Σ = 3 (Pl + Px + Bi + Mt)	97
"	196	10/3	940	15	Σ = 10 (Pl + Px + Am + Bi + Mt)	90
"		9/3	1000-780	16	Σ = 90 (Pl + Px + Bi + Mt)	10
"		13/3	1200	18	сл. Hm	100
"	33	6/1	900	20	Σ = 30 (Pl + Px + Bi + Hm)	70
"		8/1	1000-760	15	Σ = 90 (Pl + Px + Bi + Hm)	10
1000	196	4/1	870	5	Σ = 80 (Pl + Px + Bi + Mt)	20
"		14/3	1010	16		100
"	33	12/1	970	4	Σ = 30 (Pl + Px + Bi + Hm)	70
"		5/1	970	15	Σ = 30 (Pl + Px + Bi + Hm)	70
"		4/2	870	5	Σ = 80 (Pl + Px + Bi + Hm)	20
"	223	4/3	870	5	Σ = 50 (Pl + Px + Bi + Hm)	50
500		15/3	1055	16		100
"	33	16/3	900	18	Σ = 30 (Pl + Px + Hm)	70
"		17/3	880	64	Σ = 100 (Pl + Px + Hm) (закалочные)	-
200	223	22/3	1100-900	10	Σ = 40 (Pl + Px + Mt)	60

Примечание: Px — пироксен; Bi — биотит; Pl — плагиоклаз; Mt — магнетит; Am — амфибол; Hm — гематит.



Р и с. 2. Зависимость индекса дифференциации (D_1) от содержания SiO_2 в породах 1 – андезито-базальт (обр. 115); 2 – андезито-базальт (обр. 118); 3 – андезито-базальт (обр. 233); 4 – андезит (обр. 196); 5 – андезит (обр. 223); 6 – андезит (обр. 33)

Р и с. 3. Система $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO}$, изменения в ряду андезито-базальт – андезит

1 – андезито-базальт (обр. 115); 2 – андезито-базальт (обр. 118); 3 – андезито-базальт (обр. 233); 4 – андезит (обр. 196); 5 – андезит (обр. 233); 6 – андезит (обр. 33)

Геологические, петрографические и петрохимические данные, а также результаты экспериментов показывают, что породы Ишханасарского вулканического массива обладают одинаковыми типоморфными признаками.

Температура ликвидуса и солидуса несколько понижается с увеличением кислотности пород. Изменяется также порядок кристаллизации минералов из расплавов при изменении состава расплава от трахиандезито-базальта до трахиандезита. Среди водосодержащих минералов в трахиандезитах преобладает биотит; в исходных образцах того же состава водосодержащие минералы присутствуют в большом количестве. Следовательно, эти расплавы, по сравнению с расплавами трахиандезито-базальтового и трахибазальтового состава, были сильно обогащены летучими компонентами. В ходе кристаллизации базальтовых расплавов их остаточные расплавы так же обогащаются летучими.

При кристаллизации 20–30% трахибазальтовых расплавов остаточные расплавы будут иметь, по-видимому, трахиандезитовый состав. Увеличение содержания летучих компонентов в трахиандезитовых расплавах приводит к повышению парциального давления воды и кислорода. А это в свою очередь ведет к почти полному исчезновению из расплава FeO , хотя на уменьшение его количества в расплаве трахиандезитового состава влияет также осаждение кристаллов магнетита в ходе дифференциации.

Отсутствие или низкое содержание FeO в расплавах трахиандезитового состава сильно влияет на образование водосодержащих минералов. Как в природе, так и в наших опытах выделялись в основном кристаллы биотита.

Роль ассимиляции при образовании пород Ишханасарского вулканического массива, по-видимому, несущественна, так как повышенное содержание летучих компонентов в расплавах трахиандезитового состава можно легко объяснить фракционной дифференциацией.

При ассимиляции температура расплава может только понижаться, вызывая уменьшение парциального давления кислорода. Вследствие чего же тогда в трахиандезитах сильно увеличивается отношение Fe_2O_3/FeO ? При кристаллизационной дифференциации остаточный трахиандезитовый расплав обогащается летучими компонентами. Вследствие диссоциации дополнительной воды должно увеличиться парциальное давление кислорода и количество Fe_2O_3 . Эти процессы хорошо описаны в работе Г. Йодера и К. Тилли (1965). Диссоциация воды может быть выражена следующим равенством: $2H_2O \rightleftharpoons 2H_2 + O_2$; если к базальту добавляется вода, происходит реакция $3FeO + 1/2 O_2 \rightarrow Fe_3O_4$, появляется магнетит. Когда содержание воды увеличивается, в качестве стабильного соединения железа остается гематит: $2Fe_3O_4 + 1/2 O_2 \rightleftharpoons 3Fe_2O_3$. Это является следствием того, что SP_{O_2} стехиометрической воды при данной температуре в общем давлении несколько выше, чем это требуется для равновесия вышеотмеченного.

В результате экспериментальных исследований А. Пивинского и П. Вилли (Piwinski, Wyllie, 1968), а также наших исследований (Хитаров и др., 1969; Нагапетян, 1972) установлено, что температурный интервал плавления гранитоидных пород составляет 250–300°; эти породы расплавляются инконгруэнтно. При переплавлении пород гранитоидного или граносиенитового состава первыми расплавляются ортоклаз и кварц. В результате ассимиляции должны были бы появляться расплавы трахиандезито-базальтового состава более щелочные, чем трахиандезитовые. В вулканическом массиве Ишханасар это не наблюдается.

По-видимому, трудно объяснить также образование исходных расплавов пород массива путем частичного выплавления вещества верхней мантии или нижних слоев земной коры. В данном случае невозможно установить генезис восстановительного процесса, который происходит при образовании магматических выплавов трахиандезито-базальтового состава. Таким образом, имеющиеся геологические, петрографические, петрохимические и экспериментальные данные позволяют предполагать, что серии пород Ишханасарского вулканического массива могли образоваться из единой магмы, которая имела трахиандезито-базальтовый или трахибазальтовый состав. На глубине, в ходе кристаллизации, путем фракционной дифференциации возникли расплавы этих пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Гущин А.В. Петрогенетические серии базальтов орогенных этапов развития складчатых поясов (на примере Карпат, Кавказа и Казахстана). Автореф. канд. дисс., Изд-во МГУ, 1973.
- Иванов Р.Г., Ширинян К.Г. Нормативно-петрохимическая классификация новейших вулканических пород Армении. — В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1972.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.

- Нагапетян Л.Б.* Экспериментальное исследование кристаллизации гранитоидных расплавов. — В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1972.
- Петрова М.А.* Генетические типы высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов (на примере Кавказа и Карпат). — Сов. геология, 1972, № 10.
- Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б.* Растворимость воды в расплаве базальта. — Геохимия, 1967, № 7.
- Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.Б.* Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). — Геохимия, 1969, № 3.
- Ширинян К.Г.* Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоцен-постплиоценового) вулканизма Армении. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ширинян К.Г.* Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. IV. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1970.
- Piwiniskii A.I.* Experimental studies of igneous rock series central Sierra Nevada batholith, California. — J. of Geology, 1968, v. 76, N 5.
- Piwiniskii A.L., Wyllie P.I.* Experimental studies of igneous rock series a goned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. — J. of Geology, 1968, v. 76, N 2.

Ю.М. Шейнманн, Ю.С. Геншафт, Г.Н. Баженова
ИФЗ АН СССР

ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО-ЩЕЛОЧНОГО РАСПЛАВА (НА ПРИМЕРЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ПЛАВЛЕНИЯ МЕЛЬТЕЙГИТА)

В последние годы проводятся широкие экспериментальные исследования плавления и кристаллизации горных пород и минералов при высоких РТ условиях, позволяющие обосновать механизмы глубинного генезиса пород различного состава.

Проводя плавление и кристаллизацию пироксен-нефелиновой породы в условиях высоких РТ, авторы пытались подойти к решению следующих вопросов: 1) какова возможная глубина появления и устойчивости пироксен-нефелиновых расплавов; 2) каковы возможные пути эволюции его при кристаллизации в различных РТ условиях; 3) как соотносятся оливиновые и пироксеновые ветви щелочного ультраосновного ряда пород, существуют ли они независимо или развивают во времени одна другую.

Описание экспериментального образца. Для проведения эксперимента был выбран образец мельтейгита из Гулинской интрузии (Хатангский район, Восточная Сибирь), любезно предоставленный Л.С. Егоровым.

Порода среднезернистая со шпирово-такситовой текстурой, обусловленной неравномерным распределением фемических минералов.

Структура гипидиоморфная, слабопорфировидная, пойкилитовая. Наиболее идиоморфны призмы пироксена, размеры которых колеблются от 0,3–0,5 до 2–3 мм. Размеры зерен других минералов от 0,3 до 1,5–2 мм, акцессорных — 0,02–0,05 мм.

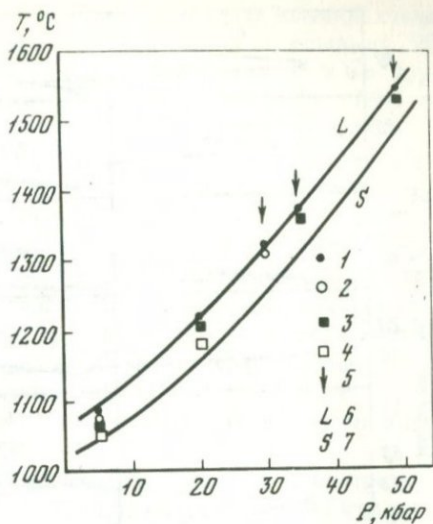
Р и с. 1. РТ-диаграмма плавления мельтейгита

1 – стекло I; 2 – стекло II + клинопироксен; 3 – стекло III + клинопироксен + рудный; 4 – стекло IV + клинопироксен + рудный + нефелин; 5 – двустадийные опыты; 6 – ликвидус; 7 – солидус; остальные пояснения см. в тексте

Мелкие пойкилитовые вроски в пироксене, биотите, сфене принадлежат пироксену, оливину, рудным. Главными минералами являются моноклинный пироксен (авгит-титанаугит), содержание которого достигает 57%, нефелин, составляющий около 25% породы; второстепенными: сфен – 10%, титаномагнетит – магнетит – 3–5%. Акцессорные: апатит, оливин, эгирин-авгит (?). Вторичные минералы, составляющие в сумме около 2%, представлены цеолитами, кальцитом, тремолитом, лейкоксеном, эгирин-авгитом. Нефелин прямоугольный в поперечном сечении, в продольном образует правильные шестиугольники; минерал одноосный, отрицательный, с четкой спайностью по пинакоиду и призме. Бесцветен, прозрачен с двупреломлением не $> 0,005$. Показатель преломления для меньшей оси 1,529, для большей 1,547. Вторичными минералами замещен слабо, кое-где с краев зерен нефелина отмечается развитие волокнистых игольчатых со слабым преломлением цеолитов.

Пироксен – титанистый авгит, окрашен в красноватый сиреневато-буроватый цвет, спайность по призме (110), плеохроизм слабый, в скрещенных николях не гаснет, вероятно, из-за дисперсии осей эллипсоида. Угол угасания $45-48^\circ$, угол оптических осей положительный около 50° . Окружается тонкой оболочкой эгирин-авгита. Из второстепенных минералов особо характерны кристаллы сфена и титаномагнетита, которые в виде мелких зерен встречаются по всему полю шлифа. Сфен буроват, с высоким преломлением до 2,007; двупреломление – 0,150, очень слабо замещается с краев лейкоксеном, еще слабее – кальцитом (1–2 зерна).

Результаты экспериментов. Плавление и кристаллизация мельтейгита осуществлялись при давлениях от 2,5 до 50 кбар и температурах $1000 + 1600^\circ\text{C}$ в присутствии некоторого количества воды (до ~ 2 вес.%). Полученные данные представлены на Р-Т плоскости на рис. 1. Во всем изученном интервале давлений наблюдается относительно простая и единообразная схема кристаллизации. Ликвидусным минералом является клинопироксен. При понижении температуры начинает кристаллизоваться рудный минерал, что, вероятно, отражает изменение в системе режима летучих. Самым низкотемпературным минералом является нефелин. Плавление мельтейгита происходит в очень узкой зоне температур,



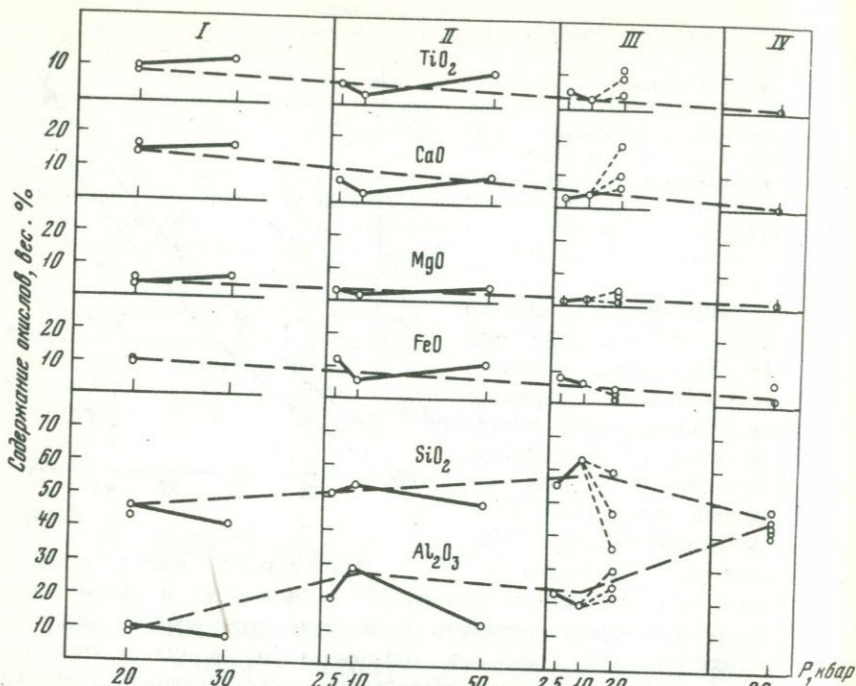


Рис. 2. Изменение состава стекол с изменением давления в опытах по плавлению мельтейгита

I — зона полного плавления; II — зона начинающейся кристаллизации пироксенов; III — зона высокой степени кристалличности; IV — вблизи солидуса

составляющей около 50°C . В зависимости от количества образующегося стекла нами выделено четыре зоны: I — зона полного плавления породы, II — зона начинающейся кристаллизации пироксенов, количество которых не превышает 5–7%; морфологически в этой зоне клинопироксены представлены удлиненными призматическими кристаллами; III — зона характеризуется сосуществованием стекла, клинопироксенов и рудного минерала (вероятно, титаномагнетита). Выделения рудного приурочены к пироксенам. Часто наблюдается звездчатое образование пироксенов относительно скоплений рудного. IV зона расположена вблизи солидуса. С ней связана парагенетическая ассоциация стекло + клинопироксен + рудный + нефелин. Стекло образуется в виде тонких интерстициальных прослоек между кристаллами или в виде отдельных "капель".

С помощью рентген-спектрального микроанализа нами был изучен состав стекол и ряда минеральных фаз из четырех указанных выше зон. Полученные результаты, приведенные к сумме 100% в пересчете на "сухие" составы, представлены на рис. 2 и 3.

В области ликвидуса (зона I) состав стекла соответствует валовому составу породы. Уменьшение доли расплава приводит к заметному увеличению содержания кремнезема и глинозема при снижении количеств окислов титана, кальция, магния, железа. Особенно следует отметить

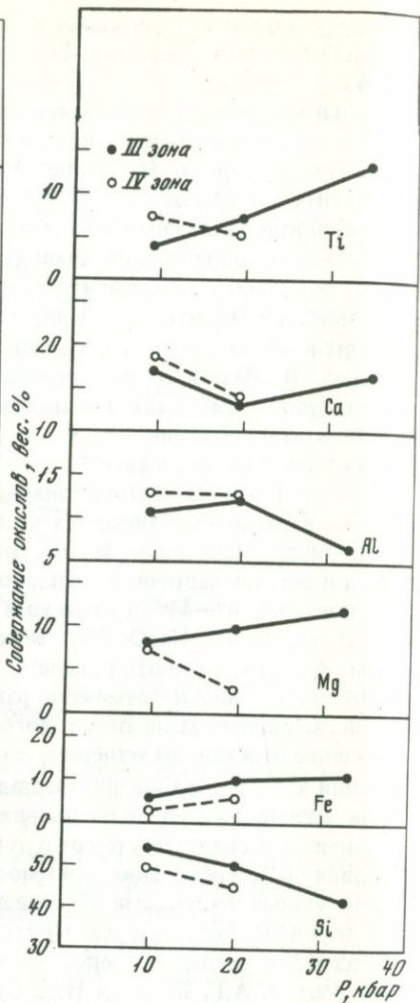
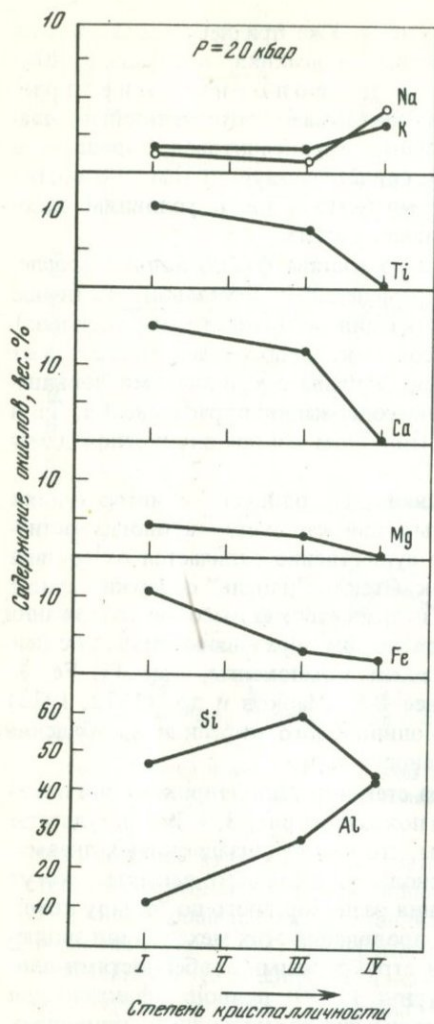
быстрое увеличение содержания глинозема. Уже при небольшой степени раскristаллизации расплава содержание алюминия превышает 20%.

Обсуждение результатов и геологические приложения. Данные экспериментов показывают, что мельтейгит плавится и кристаллизуется как типичная пироксенитовая порода — в узком температурном диапазоне. Это свидетельствует о том, что состав мельтейгита должен быть близок к котектике, т.е. к условиям одновременной кристаллизации несмешивающихся фаз.

Результаты определения химического состава фаз позволяют проследить за эволюцией мельтейгита при изменении P , T условий. Частичное плавление мельтейгита (или кристаллизация мельтейгитового расплава) приводит к образованию жидкостей, состав которых сильно отличается от исходных. В области сосуществования расплава с кристаллами повышенные давления приводят к повышению содержания в расплаве Ca , Ti и снижению концентрации Fe , Si , Al . При этом состав пироксенов изменяется от салита к титан-авгиту.

В области начинающегося плавления (на солидусе) в интерстициях между минералами наблюдаются мельчайшие капли стекла, иногда частично раскristаллизованные. Их состав существенно отличается от состава породы и состава частичных выплавов. Стекло "капель" содержит свыше 40% глинозема, 41–44% кремнезема и относительно высокие содержания щелочей (K_2O —4%, Na_2O —5%). Вероятно, их образование связано с действием флюида, активизирующего такие компоненты, как Ti , Fe , K , Na . Подобное явление отмечали ранее В.К. Марков и др. (1972, 1973) при исследовании меланократового оливинового нефелинита, объясняя это явление отделением минерализованного пара.

Общий характер изменения состава стекол и клинопироксенов с изменением давления и степени плавления показан на рис. 3, 4. Эти результаты экспериментов свидетельствуют о том, что кристаллизационная и пневматолитовая дифференциация ультраосновного щелочного вещества могут быть ведущими процессами образования разнообразного по составу комплекса пород. Масштабы и реальность проявления этих механизмов эволюции расплавов всецело определяются структурными особенностями движения магмы. А.Г. Жабин и Н.П. Сурина (1970) приводят фактические данные по рассматриваемым механизмам дифференциации в природных объектах Меймеча-Котуйской провинции. Был определен состав стекловатых мезостазитов в лимбургитах и авгититах. Установлено, что состав стекла существенно зависит от объемных соотношений фаз и исходного состава породы. Так, при выпадении из авгитита 60% пироксенов состав расплава изменяется следующим образом: SiO_2 — 42,2 → 51,3%; TiO_2 — 2,8 → 0,6%; Al_2O_3 — 16 → 26%; FeO — 6,6 → 0,4%; Na_2O — 2,5 → 5,1%; K_2O — 4,9 → 7,7%. Состав "остатка" оказался близким к составу фонолита. Приведенные изменения состава авгититового расплава при его кристаллизации полностью совпадают с изменением состава мельтейгита, определенным нами в широком интервале давлений. Таким образом, доказывается генетическое родство фонолитово-нефелинитовых лав и вскрывается природа их образования.



Р и с. 3. Изменение состава стекол с изменением степени кристалличности при $P = 20 \text{ кбар}$

I-IV - см. на рис. 2

Р и с. 4. Изменение состава пироксенов в зависимости от давления и степени раскристаллизации расплава

Установленная экспериментально последовательность кристаллизации мельтейгита полностью совпадает с данными исследования первично-магматических структур породы (Эпштейн, Аникеева, 1956). Пироксены характеризуются отчетливым идиоморфизмом относительно нефелина.

Важнейшим фактором, контролирующим ход кристаллизации магмы и изменение ее состава, является режим летучих составляющих. В принципе можно согласиться с представлениями о том, что пневматолитовая

дифференциация, сопровождаемая накоплением системой летучих и переходом от собственно магматического процесса к метасоматическому изменению ряда пород, начинает широко проявляться на средних стадиях развития магмы. Применительно к Гулинскому комплексу ультраосновных—щелочных пород этот механизм дифференциации наиболее сильно должен был сказаться в III этапе магматической деятельности, с которым Е.М. Эпштейн и Л.И. Аникеева связывают образование нефелиново-пироксеновых безоливиновых пород. Исследование мельтейгита позволяет ответить на важнейший вопрос о генезисе ультраосновных щелочных пород: являются ли породы этого типа магматическими, т.е. продуктами кристаллизации первично-щелочных расплавов, или же образовались при метасоматической переработке ультрабазитов, например, нефелинизации пироксенитов? Нам представляется, что магматическая природа щелочных ультрабазитов, в частности, мельтейгита, не вызывает сомнений.

На геологические предпосылки этого вывода много лет назад указывал один из авторов (Шейнманн, 1961, 1968), подчеркивавший приуроченность щелочных ультрабазитов к определенной тектонической обстановке и обусловленность проявления такого типа магматизма глубинными, мантийными процессами. В.П. Костюк, обобщивший данные по минералогии и петрологии щелочных изверженных пород Сибири (1974), справедливо указывает, что принципиальная схема строения и последовательности внедрения пород щелочных комплексов в направлении от основных к щелочным разностям сохраняется почти повсеместно. Анализ химического состава слагающих данные породы минералов—оливинов, клинопироксенов — почти однозначно позволяет утверждать, что "нефелинсодержащие породы таких комплексов являются продуктами дифференциации ультраосновного расплава".

Полное единообразие кристаллизации мельтейгита в широком интервале давлений и идентичность минеральных парагенезисов исходному составу породы (без учета вторичных минералов) позволяет поддержать представление о том, что щелочные породы комплекса обязаны своим происхождением глубинным процессам эволюции ультраосновного вещества мантии (Шейнманн, 1955, 1968; Шейнманн и др., 1961).

Выводы. 1. Экспериментально установлены положения кривых ликвидуса и солидуса мельтейгита до давления 50 кбар в условиях $P_{H_2O} \ll P_{нагрузки}$. Во всем интервале давлений 2,5—50 кбар кристаллизуется единообразная минеральная ассоциация клинопироксен + рудный + нефелин. Порода плавится в узком интервале температур $\sim 50^\circ C$.

2. Уменьшение доли расплава в ассоциации с кристаллическими фазами приводит к увеличению содержания в жидкости SiO_2 , Al_2O_3 и снижению TiO_2 , CaO , MgO , FeO .

3. С увеличением давления в области частичного плавления в расплаве повышается содержание Ca, Ti и снижается содержание Fe, Si, Al.

4. Установлена высокая подвижность K, Na, Ti, Fe под действием флюидов вблизи солидуса породы.

5. Экспериментальные данные подтверждают первично-магматическую природу мельтейгита.

6. Мельтейгит не является источником оливинсодержащих ультрабазитов.

- Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва. М., "Наука", 1970.
- Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск, "Наука" (Сиб. отд.), 1974.
- Марков В.К., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. Ликвация в ультраосновной щелочной магме при высоких давлениях. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Марков В.К., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. Расслоение в расплаве ультраосновного щелочного состава. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1973, № 1.
- Шейнманн Ю.М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, № 2.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., "Недра", 1968.
- Шейнманн Ю.М., Апелъцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В сб.: Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 12—13.
- Эпштейн Е.М., Анчикеева Л.И. Некоторые вопросы геологии и петрологии комплекса ультраосновных щелочных интрузивных пород. — В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1956.

А.К. Кондратенко, Е.В. Кузьмичева, Т.Ф. Гнидчина

РОЛЬ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТРАХИТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В РАЗМЕЩЕНИИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В связи с общей перспективностью вулканогенных поясов на золото-серебряное оруденение одной из наиболее актуальных задач является разработка различных поисковых критериев. Если связи оруденения с метасоматозом и в некоторой степени со структурно-тектоническими особенностями нашли свое применение при поисках сравнительно быстро, то вопрос магматического контроля для этого типа оруденения остается менее разработанным. Последнее обстоятельство вызвано, с одной стороны, исключительно сложным геологическим строением этой области в целом, с другой — недооценкой магматического контроля оруденения со стороны некоторых исследователей. Представляется, что новые данные, полученные работами 1971—74 гг., позволят по-новому подойти к решению этого сложного вопроса на примере изученного района.

В последние годы по этому вопросу появилось много публикаций, посвященных магматическому контролю оруденения. Одни авторы (Пляшкевич, 1969; Сидоров и др., 1969; Шило и др., 1972) связывают золото-серебряное оруденение с субвулканическими образованиями липарит-андезитового, трахиандезитового и андезит-базальтового состава, другие (Еремин, 1972; Еремин, Ярмолюк, 1974) — с гранитоидами.

Изучение субвулканических образований, проведенное нами, показало, что среди большого разнообразия различных по составу и положению пород выделяется особая группа, характеризующаяся: 1) приуроченностью к долгоживущим глубинным разломам и палеовулканическим

постройкам; 2) субщелочным и щелочным составом (трахилипариты и трахидациты); 3) широким развитием автометасоматоза и метасоматоза (маггемитизации, пропилитизации, окварцевания, адуляризации); 4) пространственной, временной и генетической связью с золото-серебряным оруденением. Эти образования выделены нами среди сложного комплекса вулканогенно-осадочных и интрузивных пород по сумме геолого-тектонических, петрографических, петрофизических признаков и особенностей химического состава.

Всеми исследователями отмечалось наличие субвулканических образований от кислого до среднего состава: липаритов, дацитов, андезитов. Ряд исследователей считают также, что к субвулканическим образованиям следует относить и гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры, гранодиорит-порфиры.

Пространственная ассоциация субвулканических образований с различными эффузивными и интрузивными породами позволяла давать им различную геолого-структурную и возрастную трактовку. Большинство исследователей (А.В. Лелявин, В.М. Паньков и другие) субвулканические образования объединяют в единые комплексы с интрузивными и эффузивными породами, считая их комагматичными. Остальные (Ю.Г. Кобылянский и другие) считают субвулканические образования неотъемлемой частью только стратифицированных комплексов. А.А. Красильников и его соавторы (1973), пришли к выводу, что субвулканические образования слагают полигенное тело, состоящее из липаритов, дацитов и андезитов тесно связанное с ольским магматизмом. Некоторые исследователи (Шило и др., 1972) считают, что внедрение субвулканических образований происходило в позднеорогенный или субсективный этапы развития области.

Выполненные нами исследования позволяют высказать несколько иные соображения как о геолого-структурном положении субвулканических образований, так и об их составе.

По составу и последовательности внедрения среди субвулканических образований выделяются: андезито-дациты, затем липариты (риолиты) и, наконец, трахидациты и трахилипариты. Андезито-дациты являются наиболее древними среди вышеотмеченных субвулканических образований. Их формирование происходило в дохольчанский период, т.е. в период интенсивного проявления кислого вулканизма. Риолитовый субвулканический магматизм проявился в конце позднего мела (?). Наиболее молодыми являются субвулканические образования трахидацитов и трахилипаритов, которые сформировались в послеольское время и отражают этап магматизма, развивающегося в платформенных условиях. В дальнейшем рассматривается только последняя группа субвулканических образований.

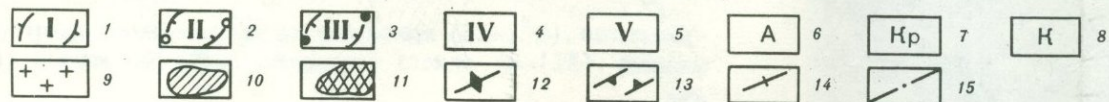
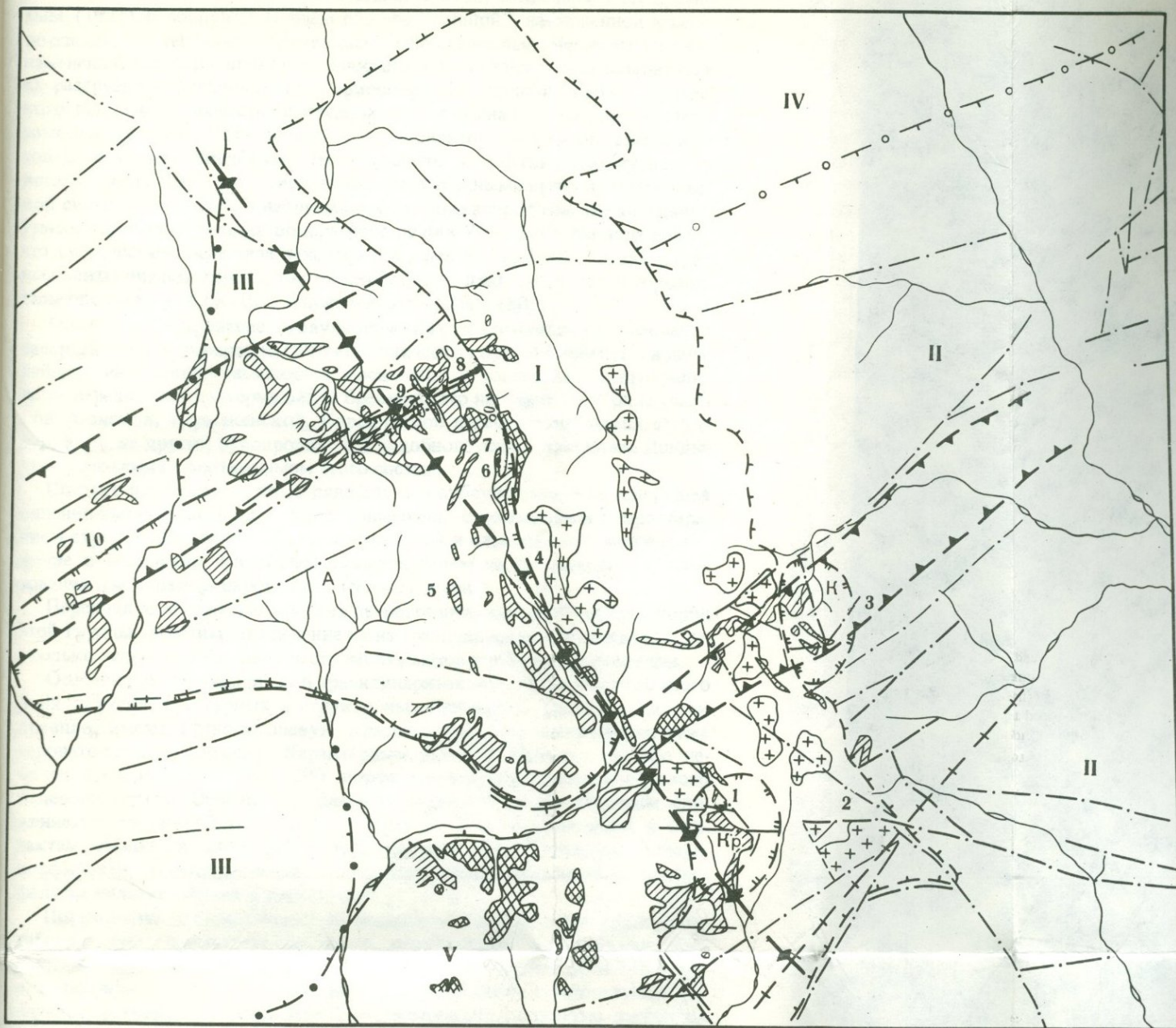
Субвулканические тела трахитоидного состава четко трассируются вдоль глубинных разломов "раннего" заложения — Карамкено-Утеснинского и северо-восточного, а также приурочиваются к периферическим или внутренним частям Аганской, Карамкенской¹ и Коронинской каль-

¹ А.А. Красильников и др. (1971) считают, что время заложения Карамкенской палеовулканической постройки отвечает сеноман-турону.

дер проседания позднего заложения (рис. 1). Наиболее крупные тела расположены в пределах глубинных разломов и периферической части Аганской кальдеры. По правому и левому ручьям Финиш, Аган, по водоразделу ручьев Прямого и Карамкен прослеживается субвулканическое тело трахилипаритов протяженностью около 25–30 км при ширине не более 0,5–1,0 км. Оно трассируется вдоль Карамкено-Утеснинского глубинного разлома с северо-запада на юго-восток среди эффузивно-туфовых толщ андезитов, дацитов и липаритов (нараулийской, хольчанской, ульинской и ольской свит). В бассейне р. Нельканджи субвулканическое тело как бы разделяется на две ветви. Ветвь северо-западного простирания вплотную подходит к Карамкенской палеовулканической постройке, а северо-восточная — ограничивает с юга Аганскую, а с севера Карамкенскую и Коронинскую кальдеры и дальше прослеживается за пределы рассматриваемой территории по глубинному разлому в северо-восточном направлении. Следует отметить, что субвулканические тела, строго приурочиваясь к региональным активизированным глубинным разломам, используют и более локальные мобильные участки, например, палеовулканические постройки, возникшие на участках пересечения глубинных разломов. Здесь они, как это видно на палеовулканической постройке горы Короны, представлены линейно вытянутыми полукольцевыми телами мощностью 0,5 км, подчеркивающими главные северо-западные и северо-восточные нарушения, существовавшие до заложения кальдеры и подновленные в период тектонической активизации.

Еще более отчетливо это прослеживается на Карамкенской палеовулканической постройке. На ее северо-западном обрамлении развиты наиболее крупные субвулканические тела. Затем они почти непрерывным полукольцевым телом, прослеживающимся по водоразделу истоков ручьев Каменистого и Карамкена (круто падающим к югу — центру постройки), окаймляют постройку с севера. На востоке Карамкенской постройки субвулканические трахитоидные тела образуют узкое линейно-вытянутое меридиональное тело, также падающее к центру кальдеры и подчеркивающее разломы, существовавшие при формировании этой постройки.

Морфология субвулканических образований андезитового, андезито-дацитового и липаритового состава других районов освещена подробно К.Н. Рудичем (1970, 1971, 1974) и другими исследователями. Этого нельзя сказать о субвулканических телах трахитового состава изучаемого района. Субвулканические образования такого состава представляют собой пластовые тела с углами падения, варьирующими от 42–50 до 80°. Пластовый характер иногда нарушается крупными апофизами, образовавшимися, по-видимому, по оперяющим трещинам. На правом берегу руч. Аган можно наблюдать, что трахитоидные субвулканические тела падают к юго-западу под Аганскую кальдеру, подчеркивая унаследованный характер глубинного тектонического разлома в период активизации. На левобережье руч. Аган трахитоидные субвулканические образования прорывают туфы дацитов холчанской свиты и захватывают их крупные ксенолиты, приводя их из горизонтального в наклонное положение.



Р и с. 1. Геолого-тектоническая схема размещения субвулканических трахидацитов и трахилипаритов Северного Приохотья

1 – Магадавен-Хасынское поднятие; 2 – Верхне-Ольская вулканотектоническая депрессия; 3 – Верхне-Арманская вулканотектоническая депрессия; 4–5 – поднятие и депрессия более низкого порядка; 6–8 – палеовулканические постройки: 6 – Аганская; 7 – Карамкенская; 8 – Коронинская; 9 – гранитоиды Магадавен-Хасынского поднятия (ранний-поздний мел?); 10 – субвулканическая формация трахидацитов, трахилипаритов (палеоген); 11 – субвулканические андезитодациты (поздний мел); 12 – Карамкено-Утесинский глубинный разлом; 13 – зоны глубинных разломов северо-восточного простирания; 14 – разломы более высокого порядка; 15 – тектонические нарушения.

В истоках ручья Утесного наблюдается сложно построенное субвулканическое грибообразное тело трахилипаритов, относимое Р.А. Ереминым (1972) к лополиту. Причем под его "шляпой", наклоненной к северо-западу, интенсивно проявились гидротермально-метасоматические изменения. Растворы шли по юго-восточному контакту трахилипаритов, а их разгрузка происходила под "грибообразной шляпой" субвулканического тела, где наблюдается последовательная смена гидротермально-метасоматических изменений пород от адуляризитов, кварцитов, аргиллизитов до алунитов. Внедрялись трахилипариты по тектоническому шву: висячем борту тело контактирует с плотно сваренными игнимбритами ольской свиты, а в лежачем — наблюдаются плотные витрофиры черного цвета. Гипсометрически ниже на водоразделе ручьев Утесного и Финиша видно, что субвулканические тела захватывают крупные (50–70 м в диаметре) ксенолиты нижних горизонтов ольской свиты, приводя из почти-горизонтального залегания (5–10°) в почти-вертикальное (80°).

Обычно формирование субвулканических трахитоидных образований завершается формированием автомагматических брекчий, которые в дальнейшем интенсивно изменяются ювенильными растворами с превращением нередко в гидротермальную брекчию. Это наблюдается в ряде участков Аланской, Карамкенской, Коронинской палеовулканических структур, а также других рудопроявлений подобного типа (Хаканджа, Дондычан), связанных с магматизмом этого состава.

Следует подчеркнуть, что в ряде случаев субвулканические тела, имея линейно-вытянутую форму, часто совмещены с положением и простиранием стратифицированных глш хольчанской и ольской свит. Такое положение и позволяло некоторым исследователям рассматривать эти образования как стратифицированные члены этих свит.

Переходя к изложению кратких петрографических особенностей пород этой группы, заметим, что деление их на трахилипариты и трахидациты несколько условно, поскольку часто наблюдаются постепенные переходы.

Особенности трахидацитов и трахилипаритов выражаются прежде всего в их окраске, текстурных и структурных признаках. Трахидациты, как правило, имеют темно-вишневую, красновато-бурую, темно-бурую, реже серовато-зеленую окраску. Характерным для них является наличие небольшого количества (до 12%) порфировых вкрапленников розового полевого шпата. Обычно трахидациты характеризуются плотным сложением и массивной текстурой, которая по мере приближения к контактам сменяется плейчатой и тонкофлюидальной. Структура породы порфировая, основной массы — трахитоидно-пилотакситовая, микрофелзит-пилотакситовая и трахитовая.

Порфировые вкрапленники в основном представлены удлиненно-таблитчатыми, прямолинейно четко ограненными кристаллами олигоклаза, реже кислого андезина. Их размер варьирует от 0,7–3,0 мм в поперечнике и до 4–6 мм в длину. Вкрапленники темноцветных минералов встречаются очень редко и практически полностью замещены хлоритом.

По составу трахидациты состоят из калишпата (35–45%), плагиоклаза (20–28%), кварца (8–12%), щелочного стекла (5–15%), рудных

(1,0–2%) и вторичных минералов (3–7%). Вторичные образования представлены хлоритом, кальцитом, гидрослюдкой, а также единичными зернами сфена, рутила и лейкоксена, развивающимися большей частью в миаролитовых пустотках.

Основная масса состоит из узких вытянутых табличек калишпата, ориентированных в одном направлении, реже образующих смесь из изометричных индивидуумов. Таблички калишпата погружены в аморфный стекловатый базис или же слабо анизотропный микрофельзитовый агрегат.

Рудные минералы присутствуют, как правило, в двух генерациях. Первая генерация представлена небольшим количеством вкрапленников, магнетита размером 0,1–0,3 мм; вторая развита среди фельзитовой основной массы в виде мельчайших зерен (0,01 мм).

В породах, испытавших интенсивный гидротермальный метаморфизм, ферромагнитные минералы практически отсутствуют и замещены лейкоксеном, рутилом, сфеном и другими.

Трахилипариты отличаются более светлой окраской сиреневой, светлофиолетовой, лиловой; содержание порфирированных вкрапленников иногда несколько уменьшается и составляет 4–6% от всего объема породы. Для них характерна массивная текстура, наблюдающаяся главным образом в центральных частях субвулканических тел. В контактах с вмещающими породами обычно развиты сферолитовая и тонкополосчатая текстуры, иногда и брекчиевидная.

Трахилипариты имеют тонкополосчатую текстуру; ее иногда трактуют как флюидальность, принимая эти породы за эффузивные образования. Подобная "флюидальность", по-видимому, является следствием "выдавливания" магматического расплава при высоком давлении по разломам. Структура трахилипаритов порфирированная, основной массы микросферолитовая, микрофельзитовая и микрофельзито-трахитовая.

Трахилипариты состоят из калишпата (45–50%), плагиоклаза (20–25%), кварца (20–23%), рудных минералов (1,0–1,5%), вторичных минералов (5–8%). В фельзитовых разностях увеличивается содержание щелочного стекла (до 25–40%). Плагиоклаз вкрапленников представлен альбит-олигоклазом и олигоклазом № 11–25, образующими удлиненные призматические кристаллы размером от 0,3–0,6 до 2–3 мм. Основная масса трахилипаритов сложена микрофельзитом, выполняющим иногда интерстиции между сферолитами. Сферолиты состоят из тончайших игловидных расходящихся лучей калишпата. В трахилипаритах с полосчатой текстурой можно наблюдать чередование полос, имеющих сферолитово-микрофельзитовую и трахитовую структуру со стекловатым базисом, представленным фельзитово-войлочным агрегатом. Такое чередование является следствием неравномерно раскристаллизованных участков. Вторичные минералы состоят из мелких зерен кварца и тончайших чешуек гидрослюдки. Рудные минералы, так же как и в трахидацитах, наблюдаются в виде двух генераций. Первая представлена редкими зернами вкрапленников, размером 0,1–0,3 мм, вторая, характеризующая основную часть ферромагнитных минералов, выделяется в виде рудной "сыпи" (0,01 мм).

При выделении субвулканических образований нами широко использовались также и физические параметры горных пород. Доказательством субвулканических условий формирования пород является комплекс признаков, который был получен для типичных субвулканических образований близкого состава Камчатки и Приморья (Воларович и др., 1973; Кондратенко, Кузьмичева, 1974а; Кузьмичева, Кондратенко, 1973). Это прежде всего высокая пористость, резкие колебания величины и направления остаточной намагниченности и значений фактора Q , наличие титаномагнетитов с высокой точкой Кюри и выделение маггемита, завершающего процесс образования основного ферромагнетика. Все это можно рассматривать как признаки формирования пород в условиях высокого кислородного потенциала и быстрого охлаждения на небольших глубинах.

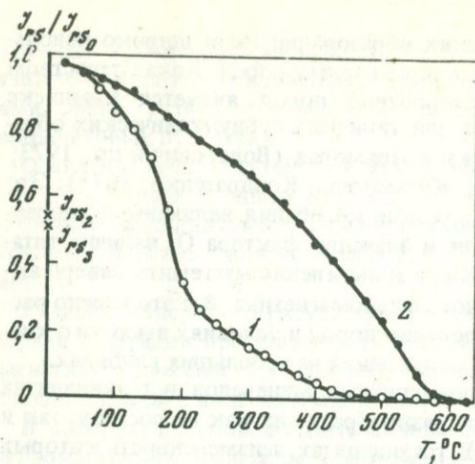
Детальные исследования ферромагнитных минералов в трахидацитах показали исключительно широкое разнообразие их как по составу, так и по структурным особенностям. В трахидацитах, неизменностью которых подтверждается петрографическим составом и повышенными значениями магнитной восприимчивости, минералы титаномагнетитовой серии близки к гомогенным, либо претерпели слабый распад. Точки Кюри, полученные изучением $I_{TS} = f(t)$ и $I_S = f(t)$, составляют $\sim 550 \div 570^\circ\text{C}$. Особенностью этих пород является развитие процесса маггемитизации, на что указывает широкий фазовый переход при $\theta = \sim 150\text{--}300^\circ\text{C}$ и уменьшение I_{TS} (рис. 2) после нагрева. Маггемит развивается, как показывает микроскопическое исследование, по крупным, часто трещиноватым вкрапленникам титаномагнетита. Процесс замещения вкрапленников происходит обычно вначале по трещинам и периферии зерен, затем по тончайшей сетке трещин (видимой только при самых больших увеличениях); иногда полностью замещает зерна, образуя псевдоморфозы. Маггемит изотропен, имеет синеватую и голубоватую окраску.

Титаномагнетит вкрапленников имеет иной состав, чем титаномагнетит основной массы. Обычно для титаномагнетитов вкрапленников точки Кюри $\sim 400\text{--}450^\circ\text{C}$.

В трахидацитах, претерпевших даже слабые метасоматические изменения, титаномагнетиты представлены продуктами распада и образуют сростки с ильменитом. На этой стадии изменения наблюдается небольшое понижение магнитной восприимчивости и резкое снижение естественной остаточной намагниченности. В породах, испытавших интенсивные метасоматические изменения, ферромагнитные минералы практически отсутствуют и замещены лейкоксомом, рутилом, сфеном и другими. В этом случае обе намагниченности имеют минимальное значение.

Уменьшение количества и размера зерен ферромагнетиков в трахилипаритах по сравнению с трахидацитами подчеркивается уменьшением магнитной восприимчивости.

Особенностью состава ферромагнитных минералов в трахилипаритах является присутствие в наиболее магнитных неизмененных разностях твердых растворов титаномагнетит-маггемит-гематитовой серии. Точки Кюри, равные $\sim 400\text{--}550^\circ\text{C}$, указывают на титаномагнетиты вкрапленников, а $\theta = 670^\circ\text{C}$ — на гематит основной массы. Уменьшение I_{TS} после нагрева и фазовый переход при $\theta = 150^\circ\text{C}$ характеризует маггемит.



Р и с. 2. Кривые терморазмагничивания намагниченности насыщения (точек Кюри) в трахидаците, трахилипарите

1 — первичная кривая; 2 — кривая повторного нагрева; I_{rs2} — значение I_{rs} после первичного нагрева; I_{rs3} — значение I_{rs}

после второго нагрева. Трахидацит, обр. 5045-1, $K = 1012 \cdot 10^{-6}$ СГС; $I_n = 6720 \cdot 10^{-6}$;

$Q = 13,3$

Гидротермальные изменения обуславливают интенсивное окисление первичных ферромагнетиков и превращение их во вторичные, практически немагнитные минералы. Это последнее четко отражается и на всех физических параметрах.

Проведенные магнито-минералогические исследования в целом показали наличие постепенных переходов между крайними выделенными разновидностями ферромагнитных минералов. Это позволяет объяснить исключительно широкие вариации магнитных параметров субвулканических образований и, в свою очередь, указывает на различия кислородных условий формирования трахитоидных образований, особенностью которых является маггемитизация на завершающей стадии становления субвулканических тел. Возникший при этом маггемит, "ответственный" за высокую естественную остаточную намагниченность; он является наиболее г-эздным минералом по отношению к титаномагнетиту и образуется в автомагматическую стадию кристаллизации субвулканических тел в условиях закрытых камер. В связи с этим субвулканические тела трахитоидного состава, имея высокую естественную остаточную намагниченность (за счет маггемита), значительно превышающую магнитную восприимчивость, характеризуются на магнитных картах отрицательными значениями поля (ΔT) а, что указывает на обратную намагниченность этих пород за счет маггемита.

Остальные физические свойства (объемный вес и эффективная пористость) отчетливо отражают субвулканические условия формирования этих пород (Воларович и др., 1973; Кондратенко, Кузьмичева, 1974а; Кузьмичева, Кондратенко, 1973). Для неизмененных трахидацитов характерен более высокий объемный вес и пониженная эффективная пористость, в то время как для трахилипаритов картина меняется на обратную.

В метасоматически слабо измененных трахидацитах объемный вес уменьшается, а эффективная пористость увеличивается. В трахилипаритах при этой степени изменения эффективная пористость несколько снижается. Это объясняется тем, что часть большого количества миаролитовых

пустот, которые присутствуют в этих породах, заполняется новообразованными минералами.

При более сильном развитии в трахидацитах и трахилипаритах метасоматических процессов их объемный вес вновь незначительно увеличивается, а эффективная пористость уменьшается (Воларович и др., 1973; Кондратенко, Кузьмичева, 1974а). Породы при этом процессе испытывают довольно существенную перестройку и среди них появляются новообразованные рудные минералы (сульфиды и др.).

Проведенное изучение химического состава пород (всего 26 анализов, из них: 19 — ЦНИГРИ, 7 — СВТУ — Л.Н. Пляшкевич, И.М. Сперанскат, А.А. Красильников и др.) подтверждают щелочной состав выделенных нами субвулканических образований. Содержание суммы щелочей в трахидацитах варьирует от 6,45 до 8,4% и в среднем составляет 7,7%. Трахилипариты имеют колебания по сумме щелочей от 6,85% до 9,76%, что в среднем составляет 8,2%. По содержанию щелочей, кремнезема, суммарного содержания MgO , Fe_2O_3 и FeO и по другим параметрам (рис. 3) выделенные трахидациты и трахилипариты согласно классификации, предложенной терминологической комиссией ИГЕМ (1973 г.), отвечают породам этого наименования.

Следует отметить, что пониженное содержание щелочей получено в породах, испытавших метасоматоз, сопровождающийся дополнительным привнесом кремнезема. Это выражается в появлении наложенного кварца и в увеличении содержания кремнезема (до 79%).

На диаграмме А.Н. Заварицкого вариационные кривые трахидацитов и трахилипаритов ложатся на плоскости ASB вблизи среднего состава известково-щелочного трахита по Дэли и совпадают с породами типа Сан-Франциско (Заварицкий, 1950). Характерной особенностью рассматриваемых нами субвулканических образований является их пересыщенность глиноземом.

Выводы. Полученные нами геолого-структурные, петрографические, петрофизические и петрохимические данные позволяют сделать вывод о развитии в пределах вулканогенного пояса Северного Приохотья субвулканических образований трахитоидного состава.

Формирование их происходило вдоль глубинных долгоживущих разломов, развивающихся в пределах мобильных блоков с разнонаправленными тектоническими движениями. Это можно объяснить проявлением нового — палеогенового этапа тектонической активизации в пределах области завершенной складчатости.

Особенности состава пород — первично повышенная щелочность — не позволяют считать их комагматичными ни с интрузивными, ни с вулканогенными комплексами, известными в районе. Их тесная связь с долгоживущими глубинными разломами указывает, что источником регенерации магмы были подкоровые слои — верхи мантии, т.е. более глубокие очаги, чем для гранитоидов и игнимбритов (липаритового состава) этого региона. Магматические расплавы этого периода активизации обладали повышенной щелочностью. Эта особенность магматизма для областей, завершенной складчатости впервые была отмечена Ю.М. Шейнманном (1955) и Е.К. Устиевым (1958). Они подчеркивали,

что щелочной магматизм проявился особенно четко в кайнозойское время, в условиях, когда область завершённой складчатости представляла собой жесткую платформу. Магматические расплавы, послужившие источником формирования этих пород, были насыщены обильными водно-газово-летучими компонентами. Интенсивная насыщенность магмы летучими благоприятствовала тому, что при движении ее к поверхности происходили резкие перепады в давлениях, приводившие к внутрикамерным взрывам с образованием характерных для этих пород автомагматических брекчий. Кроме того, высокое содержание летучих способствовало образованию пород с повышенной эффективной пористостью; это, в свою очередь, безусловно благоприятствовало развитию процесса магмемитизации, а также последующему широкому проявлению гидротермально-метасоматических процессов.

По вещественному составу, морфологии, текстурным и структурным особенностям трахидациты и трахилипариты отвечают типичным субвулканическим образованиям и по классификации К.Н. Рудича (1970, 1971) относятся к породам, формировавшимся в закрытых камерах.

Наибольший практический интерес представляют участки, где интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические процессы (аргиллизация, окварцевание, адуляризация), а породы превращаются в гидротермалиты.

Единство геолого-структурного контроля, парагенетическая связь фаций магматических образований, их постоянство, связь с единым этапом тектоно-магматической эволюции, а также общность петрофизических, петрохимических и металлогенических признаков дают основание утверждать, что трахидациты и трахилипариты представляют собой субвулканическую формацию, существовавшую независимо от плутонических и вулканических комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

- Воларович Г.П., Розанова Н.А., Кузьмичева Е.В., Кондратенко А.К., Носенко Л.И. Физические свойства горных пород золоторудных полей и их роль в локализации оруденения. — В сб.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., "Наука", 1973.
- Еремин Р.А. Гидротермально измененные породы Арманской вулканоструктуры. — В сб.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. — Труды СВКИ (Магадан), 1972, вып. 44.
- Еремин Р.А., Ярмолюк В.В. Геологическое строение и рудоносность Арманской кальдеры (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). — В сб.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. — Труды Ин-та геологии и геофизики, вып. 75. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Кондратенко А.К., Кузьмичева Е.В. Физические свойства пород субвулканических золотоносных формаций. — В сб.: Магматизм Северо-Востока СССР, М., "Недра", 1974а.
- Кондратенко А.К.; Кузьмичева Е.В. Субвулканическая формация трахилипарито-дацитов Северного Приохотья и ее металлоносность. — В сб.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса (краткие тезисы: IV Всес. вулканол. совещание). Петропавловск-Камчатский, 1974б.

- Красильников А.А., Лейбова Л.М., Хрусталева Л.Б., Некрасова А.Н., Красильникова Л.Н., Демин Г.П.* Геолого-структурные особенности и минеральный состав гидротермально-измененных пород и рудных тел золото-серебряного месторождения Карамкен. — В сб.: Металлогенетическая специализация вулканических пород и вулканотектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971.
- Красильников А.А., Лейбова Л.М., Скибина Л.Б., Шилин Н.Л.* Положение золото-серебряного оруденения в процессе развития Карамкенской палеовулкано-структуры. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
- Кузьмичева Е.В., Кондратенко А.К.* Особенности магнитных свойств горных пород субвулканических образований (на примере Приморья и Камчатки). — В сб.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, часть II. Баку, 1973.
- Пляшкевич Л.Н.* Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР. — В сб.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., "Наука", 1969.
- Рудич К.Н.* О типах и условиях становления субвулканических тел. — В сб.: Магма малоглубинных камер. М., "Наука", 1970.
- Рудич К.Н.* Субвулканические тела и магматические комплексы. — В сб.: Вулканизм и глубины Земли. Материалы III Всес. вулканол. совещания 28–31 мая 1969 г. М., "Наука", 1971.
- Рудич К.Н.* О характере субвулканических брекчий. — Бюлл. вулканол. станций, № 50. М., "Наука", 1974.
- Сидоров А.А., Берман Ю.С., Тренина Т.И.* Закономерности размещения и генетические особенности субвулканических рудопроявлений золота и серебра на Чукотке. — В сб.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., "Наука", 1969.
- Умитбаев Р.Б., Еремин Р.А.* Некоторые особенности Карамкено-Утеснинской рудоконтролирующей структуры (Северное Прихотье). — В сб.: Металлогенетическая специализация вулканических поясов и вулканотектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971.
- Устиев Е.К.* Позднечетвертичный магматизм Южно-Ануйского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР. 1958, вып. 13.
- Шейнманн Ю.М.* Заметки к классификации структур материков. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Шило Н.А., Сидоров А.А., Загрузина И.А.* Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР и их связь с магматизмом. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1.
- Юдин С.С., Юдина В.Н., Красильников А.А.* Основной тип рудоконтролирующих структур центральной части Охотского вулканогенного пояса. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 6.

И.В. Гинзбург

Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, АН СССР

К УТОЧНЕНИЮ И СРАВНЕНИЮ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ АНДЕЗИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ КАВКАЗА И ГИАЛОАНДЕЗИТОВ КАРПАТ

О пироксенах из андезитов данных меньше, чем о пироксенах базальтов. При сходном химизме андезитов различаются два пути кристаллизации в них пироксенов: 1 — с доплагноклазовыми крупными вкрапленниками, возможно, глубинными, обогащенными Са и Al; 2 — с после-плагноклазовыми мелкими вкрапленниками, появляющимися в быстро

охлаждающемся расплаве, обедненном Са и Al, которые составляют в них примесь. Ниже приведенные конкретные сведения иллюстрируют обе тенденции первично-магматического генезиса пироксенов.

О крупных зональных вкрапленниках типа авгита-салита-фассаита (Кавказ). Изучались вкрапленники (до 2 см) кальциевого пироксена андезитовых порфириров Цихисдзири в Грузии (Гинзбург и др., 1971). Из раздробленных неравномерно-зональных вкрапленников автор выделил два сорта зерен, соответствующих двум чередующимся зонам. Главная трудность в получении чистых навесок двух сортов зерен заключалась в том, что только в направлении по оси *c*, т.е. при взгляде в торец, наблюдалось два типа окраски: зеленая у одних зерен и бурая, с красноватым оттенком — у других; во всех остальных положениях те и другие зерна были практически одинаковы и имели зеленый цвет. Соответственно лишь в поперечных срезах кристаллов обнаруживается перемежаемость зеленоватых и буроватых зон разной ширины, без проявления плеохроизма (рис. 1). В продольных срезах кристаллов зональности в окраске нет; они светлозеленоватые, без плеохроизма. При отборе под лупой прозрачных зерен (0,25–0,15 мм) браковались обладающие тонкой полизональностью, несвежей поверхностью скола, включениями магнетита и пирита.

Разная по *c* окраска зерен измельченных вкрапленников пироксенов Цихисдзири раньше не отмечалась и их прежний химический анализ следует считать усредненным составом минерала.

Результаты химических анализов двух сортов зерен, извлеченных из нескольких небольших кристаллов или из одного крупного кристалла (табл. 1) показали неодинаковую сходимость: состав зеленых зерен почти один и тот же (№ 3, 4), состав буро-зеленых зерен различен (№ 1, 2). Различия между разноокрашенными зернами существенные: буро-зеленые (№ 1, 2) содержат больше Al_2O_3 , TiO_2 , чем зеленые (№ 3, 4), но меньше SiO_2 и MgO ; содержание щелочей, железа и общего железа близкое в обеих разновидностях. С более высоким содержанием TiO_2 , вероятно, связаны бурая окраска в поперечных сечениях и большая величина Ng . Согласно кристаллохимическим формулам разноокрашенных зерен (табл. 2), подчиненным является гетеровалентный изоморфизм $Ca \rightarrow Na, K; Mg \rightarrow Al, Fe^{3+}$; у двух разных зерен он одинаков, т.е. при их кристаллизации, вероятно, сохранялось одно и то же количество щелочей. Преобладает гетеровалентный изоморфизм $Si \rightarrow Al; Mg \rightarrow Al, Fe^{3+}$. В буро-зеленых зернах он наибольший и с почти полной компенсацией R_{IV}^{3+} и R_{VI}^{3+} . В зеленых зернах замещения Si на Al гораздо меньше, но не покрывается R_{VI}^{3+} . Разница в содержании Al у двух этих типов зерен составляет в $z - 0,09 - 0,07$, в $y - 0,06 - 0,16$, в сумме $- 0,15 - 0,23$.

Изменение количества Al находит объяснение по Д.С. Коржинскому (1960) в изменении режима кислотности-щелочности. Понижение активности щелочей должно вызывать вытеснение более сильных оснований более слабыми и более слабых кислот — более сильными. Обладающий амфотерными свойствами Al является одновременно более слабым основанием, чем Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+} в октаэдрах и более сильной кислотой, чем Si в

Химические анализы зон пироксена Грузии

Оксиды	Буро-зеленые зоны		Зеленые зоны	
	1*	2	3	4
SiO ₂	47,35	47,44	49,97	—
TiO ₂	0,73	1,51	0,50	0,52
Al ₂ O ₃	3,94	7,04	3,14	3,53
Fe ₂ O ₃	2,08	4,15	2,01	6,19
FeO	4,38	1,43	4,35	
MnO	0,29	0,83	0,21	—
MgO	12,52	15,14	16,68	16,20
CaO	22,18	21,61	21,90	21,65
Na ₂ O	0,48	0,38	0,44	—
K ₂ O	0,17	0,25	0,26	—
H ₂ O ⁺	0,00	0,21	0,00	—
Сумма	99,62	99,99	100,16	—
		Ng - 1,724 ± 0,002	1,714 ± 0,02	
		Np - 1,692 ± 0,002	1,692 ± 0,02	
Аналитик	Г.А. Осолодкина		Р.Л. Телешова и Л.С. Абрамова	

Примечание: Исходный материал: 1 и 3 — из нескольких десятков кристаллов, раздробленных вместе; 2 и 4 — один крупный кристалл. Оптические свойства для 1-4 - 2V = 48 ± 1°; c Ng - 45 ± 1°.

* Среднее из двух химических анализов.

Таблица 2

Кристаллохимические формулы (на основе x + y + 2z = 4) зон пироксена

Позиции	Группы	Катионы	1	2	3
T	z = 2	Si	1,77	1,75	1,82
		Ti ⁴⁺	—	—	0,02
		Al	0,23	0,25 } 0,31	0,16 } 0,16
		Al	0,16		
		Ti ³⁺	0,02	0,04	—
M1	y = 1	Fe ³⁺	0,06	0,12 } 0,16	0,05 } 0,19
		Fe ²⁺	0,14		
		Mn	0,01	0,02	—
		Mg	0,61	0,72	0,81
		Mg	0,08	0,11	0,10
M2	x = 1	Ca	0,88	0,85	0,86
		Na	0,04	0,03	0,03
		K	—	0,01	0,01
		Дефицит	в y	R ³⁺	0,03
Названия			Салит**	Фассаит*	Салит**

Примечание. 1,2 — буро-зеленая зона пироксена; 3 — зеленая.

* По И.В. Гинзбург (1970, 1975). ** По И.В. Гинзбург (1975).

тетраэдрах. Зона рассматриваемого пироксена (с практически одинаковым количеством Ca, Na+K в x, Fe²⁺, Fe³⁺ в y) представляет собою наглядный пример связи между изменением количества Al и изменением режима кислотности—щелочности при постоянстве суммы щелочей.

Различные соотношения закисного и окисного железа, независимые от окраски зон, являются показателем варьирующего потенциала кислорода (и возможно, парциального его давления) в период образования вкрапленников.

Если принять химизм разноокрашенных пироксенов, найденный из их средних проб (см. табл. 1, 2), за соответствующий каждой зоне того же цвета их полизональных кристаллов, то можно говорить о "сверхтонком" колебании режима щелочности с одинаковой (по значению Al) амплитудой и разной (по ширине зон) частотой. Внешне проявленная переменность условий кристаллизации во времени (по зональности каждого кристалла) и в пространстве (по валовому составу разных кристаллов) сочетается с относительным постоянством состава зеленых и буро-зеленых зон в отдельности. Тем самым вводится элемент определенности в представление о пульсационности режима кристаллизации, которая в рассматриваемом примере выражается в повторяемости интервалов разных по длительности, но одинаковых по щелочности Т и Р.

О микровкрапленниках пижонита (Карпаты). Моноклинный пироксен с предшествующим крупнопорфировым лабрадором гялоандезитов горы Малый Синяк (Выгорлят-Гутинская гряда) является настоящим пижонитом. Он описан автором (Гинзбург и др., 1964), имеет малый угол оптических осей, характерную порошковую рентгенограмму, специфические состав и облик (рис. 2). Пока единственный в СССР химический анализ этого пижонита из эффузивов следующий (вес. %):

SiO₂ — 51,13; TiO₂ — 0,50; Al₂O₃ — 4,76; Fe₂O₃ — 4,27; FeO — 20,17;
MnO — 0,47; MgO — 16,51; CaO — 4,50; Na₂O — 0,27; K₂O — 0,06;
H₂O* — 0,00;

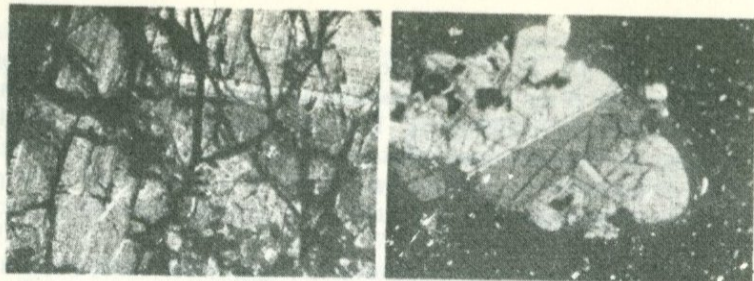
сумма — 99,65 (микрометод; аналитик Р.Л. Телешова).

Кристаллохимическая его формула:

$$(\text{Fe}_{0,65}^{2+} \text{Mg}_{0,15} \text{Ca}_{0,18} \text{Na}_{0,02})_{1,00} (\text{Mg}_{0,81} \text{Fe}_{0,12}^{3+} \text{Al}_{0,05} \text{Mn}_{0,01} \text{Ti}_{0,01}^{3+})_{1,00} [(\text{Si}_{1,97} \text{Al}_{0,003})_{2,00} \text{O}_{6,00}]$$

Бедный кальцием пироксен — пижонит — возникает в особых условиях кристаллизации (закалка, пониженная активность щелочей вследствие низкого содержания Ca), отличающихся от условий кристаллизации авгита из магмы сходного состава.

Другой пироксен из базальта Карпат, химический анализ которого цитирован Лазаренко и его соавторами (1963), нельзя назвать пижонитом. Этот пироксен принадлежит диопсиду по содержанию CaO в химическом анализе, а главное — по CaO_{0,86} в его формуле. Путаница в наименованиях пироксенов приводит к затушевыванию различий в условиях их образования.



Р и с. 1. Поперечный разрез крупного вкрапленника авгита; виден край кристалла с двумя гранями и параллельными им зонами разного цвета

Увел. 10, николи ||

Р и с. 2. Сдвойникованный микровкрапленник пижонита (без пластинок распада)

Увел. 40, николи х

Обсуждение. На основании результатов опытов с базальтами (Йодер, Тилли, 1965), заключаем, что крупные вкрапленники кальциевого пироксена, предшествующие микровкрапленникам плагиоклаза (Кавказ), кристаллизовались при высоком давлении водяного пара, а микровкрапленники бедного кальцием пироксена, возникающие после крупных вкрапленников плагиоклаза (Карпаты), кристаллизовались при низком давлении водяного пара — из почти сухого расплава. Чем выше P_{H_2O} , тем ниже температура кристаллизации пироксена и плагиоклаза, взятых в отдельности. В системе, богатой водой, первым из них преимущественно кристаллизуется наиболее тугоплавкий минерал — пироксен.

Эти данные согласуются с применяемыми оценками относительных давления и температуры образования пироксенов, выводимыми по их составу. Так, более высокое содержание Al_{IV} и Al_{VI} в пироксене отражает более высокое давление при его образовании, а более низкое содержание Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} — указывает на более низкую температуру его образования.

В последние годы опыты по направленной кристаллизации стекол, полученных из расплавленных базальтов и андезитов разного химического состава, сопровождаются микронзондовыми определениями химического состава пироксенов и сопутствующих минералов (Грин, Рингвуд, 1968; Thompson, 1974; Year-Book 70-74; Труды Геофиз. лаб., 1971—1975; International Conference, 1976). Это позволяет перейти от качественных аналогий к более точным полуколичественным характеристикам условий кристаллизации сходных пироксенов из природных расплавов—магм. Физико-химические параметры состояния магмы во многом предопределяют парагенезис и состав возникающих из нее минералов. Наиболее полный комплекс сведений о температуре, давлении и подвижности компонентов в магме, как выясняется, дают именно пироксены.

Итак, лавы андезитового состава Кавказа и Карпат, для которых характерен взаимнообратный порядок кристаллизации пироксенов разного состава и плагиоклазов близкого состава, характеризуются разными условиями (P , T , μ_{Na}) образования. Эти условия оценены на основании

последовательности кристаллизации и ее длительности (размер вкрапленников и структура основной массы), а также на основании кристаллохимических особенностей сравниваемых пироксенов. Вкрапленники богатых Al кальциевых пироксенов Кавказа образовались при колеблющейся пониженной активности Na и неравновесном охлаждении, при высоком давлении водяного пара и относительно низкой температуре. Микровкрапленники бедного Ca и Al клинопироксена Карпат возникли при повышенной натриевости, низком давлении почти сухого расплава и высокой температуре с последующей быстрой закалкой.

В ы в о д ы. Современные представления о роли состава и размеров пироксенов в определении P, T и μ_{Na} их образования, последовательность кристаллизации по отношению к плагиоклазу позволяют сделать следующие выводы:

1. Ранние крупные вкрапленники богатого алюминием кальциевого пироксена (авгита, салита, фассаита) — являются признаками высокого P_{H_2O} , пониженной T и щелочности андезитовой магмы (Кавказ).

2. Поздние мелкие вкрапленники пироксена, бедного кальцием и алюминием (пижонита), — признаки низкого P_{H_2O} , повышенной T и щелочности андезитовой магмы (Карпаты).

3. Высокое содержание Al_{IV} в ранних кальциевых пироксенах, их крупные размеры — показатель возможных высоких давлений, т.е. больших глубин их образования (Кавказ).

4. Низкое содержание Al в поздних послеплагиоклазовых пироксенах — показатель умеренного давления при их образовании, а низкая кальциевость — критерий повышенной температуры их образования (Карпаты).

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И.В. Обзор систематики пироксенов. — В сб.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., "Наука", 1970.
- Гинзбург И.В. Уточнение систематики пироксенов в свете новых данных о их кристаллохимии. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1975, ч. 104, вып. 5.
- Гинзбург И.В., Малеев Е.Ф., Сидоренко Г.А., Телешова Р.Л. О новой находке пижонита в СССР. — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 6.
- Гинзбург И.В., Телешова Р.Л., Осолодкина Г.А., Унанова О.Г. Вариации состава одних и тех же пироксенов (по данным химических анализов). — В сб.: Новые данные о минералах СССР, 1971, вып. 21.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. и др. — В сб.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Коржинский Д.С. Кислотность — щелочность как главный фактор магматических и послемагматических процессов. — Труды III Всесоюз. петрогр. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К., Малыгина О.А. Минералогия Закарпатья. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1963.
- International Conference Geothermometry, Geobarometry, 1975. — Am. Mineralogist, 1976, v. 61, No. 7-8.
- Thompson R.N. Some high pressure pyroxenes. — Mineral. Mag., 1974, v. 39, No. 307.
- Year-Book 70. Washington, Carnegie Inst., 1971.
- Year-Book 71. " " " 1972.
- Year-Book 72. " " " 1973.
- Year-Book 73. " " " 1974.
- Year-Book 74. " " " 1975.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. <i>Ю.П. Масуренков</i>	3
---	---

Часть I

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС: МОДЕЛИ, ДИНАМИКА, МЕХАНИЗМ

<i>Ю.П. Масуренков</i> . Предельные вулканы, гидростатика и закономерности радиального распределения магм	5
<i>П.И. Токарев</i> . Некоторые закономерности вулканического процесса	25
<i>В.А. Дроздин</i> . Аналоги динамики процессов вулканического аппарата и системы пласт-скважина	40
<i>Е.К. Мархинин</i> . Явление образования предбиологических соединений в пеплово-газовых вулканических тучах	47
<i>Е.К. Мархинин, П.С. Долганова, Р.О. Радкевич, Г.С. Шутова</i> . Пеплы вулканов Алайд (извержение 1972 г.) и Тятя (извержение 1973 г.)	57
<i>Г.С. Штейнберг, Ю.И. Бабенко</i> . Определение скорости и плотности вулканического газа (флюида) при извержении вулкана Алайд	80

Часть II

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА

<i>Ю.А. Балашов</i> . Индикаторные возможности редкоземельных элементов в вулканических процессах	85
<i>А.В. Гуцин</i> . Распределение хрома и никеля в породах вулканических серий, как индикатор динамики петрогенетических процессов	92
<i>И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, Е.П. Денисов, И.П. Илупин, А.Д. Харьков</i> . Геохимические особенности глубинных ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах Дальнего Востока и Сибири	98
<i>С.А. Шека</i> . Минералого-геохимические аналоги базит-гипербазитовых интрузивов и включений в эффузивах	109
<i>Г.П. Авдейко, Г.П. Пономарев, К.А. Скрипко</i> . К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород	123
<i>К.Н. Рудич</i> . О некоторых особенностях малоглубинных магматических образований	133
<i>Л.Л. Петров, О.Н. Волинец, Л.Л. Леонова, А.П. Хренов</i> . Некоторые закономерности распределения фтора в вулканических породах Камчатки и Курил	140
<i>Л.Л. Леонова</i> . Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги	148
<i>Б.Н. Пискунов</i> . Петрохимическая систематика высокоглиноземистых базальтов и распределение их типов в структуре Курильской островной дуги	158

В.Л. Барсуков, Н.А. Дурасова, Р.П. Кравцова. Изучение распределения олова в вулканических породах Исландии и Срединно-Атлантического подводного хребта	167
В.И. Герасимовский, А.И. Поляков. Геохимия и генезис вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки	179

Часть III

ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МАГМООБРАЗОВАНИЯ И ВУЛКАНИЗМА

А.И. Киселев, И.К. Карпов. Гетерогенные равновесия верхней мантии, изученные методами оптимального программирования	188
М.Я. Френкель, А.А. Ярошевский, Е.В. Коптев-Дворников. Математическое моделирование процесса кристаллизации слоя магматического расплава.	197
Н.С. Никольский. О взаимосвязи парциального давления кислорода, температуры и состава ранних фемических фаз в базальтовых расплавах	203
Л.А. Кашкаров, В.Л. Кошкин. Определение возраста вулканических пеплов по трекам осколков деления	214
Н.А. Титаева, В.В. Ананьев, В.В. Аникина. Изотопный состав урана в некоторых молодых вулканических породах	222
Л.Б. Нагапетян. Вопросы кристаллизации вулканических пород (экспериментальное исследование)	227
<u>Ю.М. Шейнман</u> , Ю.С. Геншафт, Г.Н. Баженова. Эволюция ультраосновного-щелочного расплава (на примере экспериментального изучения плавления мельтейгита)	236
А.К. Кондратенко, Е.В. Кузьмичева, Т.Ф. Гнидчина. Роль субвулканических трахитоидных образований в размещении золото-серебряного оруденения	242
И.В. Гинзбург. К уточнению и сравнению условий образования клинопироксенов из андезитовых порфириров Кавказа и гиалоандезитов Карпат	252

Предельные вулканы, гидростатика и закономерности радиального распределения магм. М а с у р е н к о в Ю.П. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Проанализированы гипсометрические параметры современных действующих вулканов в связи с их вещественным составом и структурным положением. Рассмотрен следующий ряд структур: элементарная островная дуга, сложно построенная островная дуга, молодой ороген, океаническая и континентальная платформы. Выявлена глобальная количественно описываемая зависимость между составом расплавов и высотой их подъема при извержении. Для каждого типа рассмотренных структур установлены пределы, выше которых магмы определенного состава подняться не могут.

Вводится понятие предельного вулкана как статически равновесного, в котором состав вулкаников предопределяется его абсолютной и относительной высотой и высотой фундамента или мощностью коры. Для эмпирически найденных предельных вулканов рассчитывается глубина вулканических каналов. Показано соответствие генерации гранитных, базальтовых и ультраосновных расплавов основным геофизическим слоям коры и мантии. Распределение магм вдоль вулканического канала и механизм их подъема определяются вещественной расслоенностью внешних оболочек Земли и действием сил гравитации и гидростатики.

Илл. 5, библи. назв. 12.

Некоторые закономерности вулканического процесса. П.И. Т о к а р е в "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Рассматриваются вопросы генерации магмы на глубине, механизм подъема магмы, изменение давления в выводном канале и энергетика вулканов.

По данным наблюдений за количеством материала, поступающего на поверхность Земли при извержениях, делается вывод о постоянстве скорости генерации магмы в области магматического очага. Средний расход у различных центральных вулканов различен и колеблется в пределах 25–2900 кг/сек. Подъем магмы к поверхности Земли происходит за счет энергии магматического очага и связан с увеличением объема при плавлении пород. У вулкана Шивелуч средняя скорость подъема магмы по выводному каналу составляет $3 \cdot 10^6$ м/сек, а во время извержения – 3,2 м/сек. По данным наблюдений за заполнением кратера продуктами извержений давление в канале вулкана возрастает линейно, со скоростью $(1,3 \div 2,3) \cdot 10^2$ Па/сек ($4 \div 7$ атмосфер в год). Мощность питания тепловой энергией магматических очагов отдельных вулканов лежит в пределах $3 \cdot 10^7 \div 3 \cdot 10^9$ Вт.

Табл. 2., илл. 3, библи. назв. 13.

Аналоги динамики процессов вулканического аппарата и системы пласт-скважина. В.А. Д р о з н и н. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе", М., "Наука", 1977.

На основе закономерностей движения двухфазных смесей и теории нестационарной фильтрации многокомпонентных смесей рассматривается модель вулканического процесса, объясняющая природу периодичности извержений, порядка дифференциации продуктов извержения, природу образования вулкано-тектонических депрессий. Вулканизм рассматрива-

ется как процесс реализации избыточных температур верхней мантии, происходящий под действием разницы литостатического давления вмещающих пород и давления, создаваемого столбом расплава.

Илл. 3, библиогр. назв. 20.

УДК 551.217

Явление образования предбиологических соединений в пеплово-газовых вулканических тучах. Мархинин Е.К. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Проведена аналогия между условиями экспериментов Миллера, Харды и Фокса и ряда других биохимиков по абиогенному синтезу аминокислот и других сложных органических соединений при воздействии на смесь простых газов, содержащих Н, N, С, О электрическими разрядами, высокими температурами и минеральными катализаторами и условиями, существующими в пеплово-газовых вулканических тучах. В ювенильном вулканическом пепле обнаружены сложные органические, в том числе предбиологические соединения, в частности, 13 оптически не активных аминокислот. В ювенильном пепле найдены также высококипящие углеводороды. Открытие абиогенного синтеза сложных органических соединений в пеплово-газовых вулканических тучах имеет важное значение для решения проблем происхождения жизни и образования нефти.

Табл. 2, илл. 2. библиогр. назв. 12.

УДК 551.217

Пеплы вулканов Алайд (извержение 1972 г.) и Тятя (извержение 1973 г.). Мархинин Е.К., Долганова П.С., Радкевич Р.О., Шутова Г.С. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Приводятся результаты исследований закономерностей распределения продуктов извержения в зоне действующих вулканов Алайд и Тятя, в частности, аэральная гранулометрическая и химическая дифференциация пирокластики.

Табл. 13, илл. 5, библиогр. назв. 5.

УДК 551.21.217.5

Определение скорости и плотности вулканического газа (флюида) при извержении вулкана Алайд. Штейнберг Г.С., Бабенко Ю.И. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

В статье содержатся: решение задачи по определению скорости и плотности вулканического газа, методика эксперимента и результаты, полученные на извержении вулкана Алайд летом 1972 г. Дана краткая классификация вулканических эксплозий. Зависимости скоростей обломков от их диаметра, скорость газового потока иллюстрируются на графиках.

Рис. 2, библиогр. назв. 2.

УДК 551.21+550.423

Индикаторные возможности редкоземельных элементов в вулканических процессах. Балашов Ю.А. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

В работе рассмотрены принципы индикаторного применения РЗЭ и сферы их использования в петрологии для оценки природы эффузивных пород в различных регионах.

Илл. 6, библиогр. назв. 17.

Распределение хрома и никеля в породах вулканических серий, как индикатор динамики петрогенетических процессов. Гу щ и н А.В. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Рассматривается вопрос о распределении хрома и никеля в породах базальтового и андезитового состава, в частности, в базальтах и андезитах Советского Закарпатья и Армении. Анализ особенностей распределения этих элементов в различных сериях проводился путем расчета уравнений линейной регрессии отдельно для пород, содержащих 43–55 и 55–70% кремнезема. Выявлено, что серии щелочных и толеитовых лав океанов характеризуются резким снижением содержания хрома и никеля в сторону более кремнеземистых пород. Подобная закономерность отмечается и для "пижонитовых" серий подвижных зон, а также в расчлененных интрузивах основного состава. Эти данные подтверждают вывод о кристаллизационной дифференциации, как ведущем процессе, объясняющем наблюдаемые распределения хрома и никеля в этих сериях. Выделяются вулканические серии, в породах которых распределение хрома и никеля существенно отличается от вышеописанного. Андезиты этих серий содержат в 50–100 раз больше Cr и Ni, чем аналогичные по концентрации кремнезема породы океанических и пижонитовых серий. Предполагается, что образование андезитов гиперстеновых серий происходило в результате усвоения базальтовыми магмами сиалического вещества земной коры.

Илл. 2, библиогр. назв. 9.

УДК 550.42+551.21

Геохимические особенности глубинных ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах Дальнего Востока и Сибири. Г о в о р о в И.Н., Г о л у б е в а Э.Д., Д е н и с о в Е.П., И л у п и н И.П., Х а р ь к и в А.Д. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Определены содержания микроэлементов (Ni, Co, Cr, V, Ti, Cu, Zn, Pb, Ag, Ga, Sn, Zr, B) в минералах перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов и кимберлитов Дальнего Востока и Восточной Сибири. Установлена общая тенденция уменьшения содержаний характерных элементов с юга на север и с востока на запад, а также другие геохимические закономерности указывают на широкое развитие конвекционных течений в лерцолитовом веществе верхней мантии.

Табл. 4, илл. 2, библиогр. назв. 19.

УДК 552.321.6:549.6/7:550.42

Минералого-геохимические аналоги базит-гипербазитовых интрузивов и включений в эффузивах. Щ е к а С.А. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Изучено распределение петрогенных и малых (Ni, Co, V, Cr, Zn, Sn, Ca, Sc, Ag) элементов в 300 минералах базит-гипербазитовых включений в кимберлитах, щелочных и толеитовых базальтах и подобных интрузивов различных формаций.

Установлено, что по содержаниям петрогенных элементов в минералах почти все включения имеют аналоги среди интрузивов. От последних минералы их отличаются повышенной натровостью и титанистостью, что связывается с влиянием вмещающей магмы. Наблюдаемая специфика состава шпинелевых включений в щелочных базальтах объясняется разложением граната на шпинель и пироксены в базальтовой магме.

По распределению микроэлементов между сосуществующими минералами включения являются промежуточными между интрузивами и эффу-

зивами. При этом подчеркивается значительная роль процессов перекристаллизации включений во вмещающей магме. Высказывается предположение, что значительная часть включений может представлять в разной степени метаморфизованные обломки интрузивов.

Табл. 6, илл. 5, библиогр. назв. 13.

УДК 552.11

К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород. Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Скрипко К.А. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

На основании закономерных структурно-текстурных, плотностных, минералогических и петрохимических неоднородностей, выявленных в монолитных и подушечных лавовых потоках, сделан вывод, что развитые в них спилиты имеют первичное происхождение, т.е. характерная для спилитов ассоциация альбита с хлоритом возникла в процессе остывания лавового потока, излившегося на дно моря. Спилиты, состоящие в основном из плагиоклаза альбит-олигоклазового состава, авгита и хлорита, представляют собой петрографическую фацию и в пределах единого геологического тела (подушки, подушечного или монолитного потока лав) сосуществуют с частично спилитизированными породами и палеотипными базальтами и диабазами с вкрапленниками свежего или сосжуритизированного основного плагиоклаза. Только наличие двух условий: длительного остывания и высокого парциального давления воды — приводит к образованию типичных спилитов. В быстро остывающих зонах либо при недостаточно высоком содержании воды возникают палеотипные базальты. Обсуждается один из возможных механизмов первичного, магматического образования спилитов. Достижение высокого парциального давления воды, как одно из необходимых условий образования спилитов, возможно за счет диффузии воды от более нагретой центральной части тела к периферии, за счет трансвапоризации, а также в процессе быстрой кристаллизации безводных силикатов из богатого водой расплава. Редкая встречаемость спилитов среди лав ложа океана объясняется тем, что при драгировании, как правило, поднимаются лавы из верхних частей потоков, где нет условий для образования спилитов.

Илл. 1, библиогр. назв. 15.

УДК 551.224

О некоторых особенностях малоглубинных магматических образований. Рудич К.Н. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Разбираются геолого-структурные позиции малоглубинных или субвулканических образований, характер раскристаллизации слагающих их пород на разных глубинах, обсуждаются причины обилия форм появления, текстур и структур, соотношение с интрузивами глубоких зон и эффузивами, распространение их.

Илл. 4, библиогр. назв. 2.

УДК 546.16.550.4.551.2.552.313

Некоторые закономерности распределения фтора в вулканических породах Камчатки и Курил. Петров Л.Л., Волынцев О.Н., Леонова Л.Л., Хренов А.П. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Спектральным методом определено содержание фтора в различных типах четвертичных вулканических пород Камчатки (328 анализов) и Курильских островов (146 анализов). Средние содержания фтора в одинаковых по кремнекислотности и сходных по петрохимическим особен-

ностям типах лав обоих изученных регионов очень близки. При переходе от основных пород к средним и далее к кислым наблюдается снижение величины наиболее часто встречающихся концентраций фтора и увеличение в том же направлении пределов колебаний содержаний. В породах одинаковой основности содержание фтора прямо коррелируется со щелочностью их, что особенно отчетливо видно на примере базальтов. Другим фактором, определяющим концентрацию фтора в вулканических породах, является степень водонасыщенности магматических расплавов. Установлено закономерное снижение содержания фтора в вулканических породах, кристаллизовавшихся при высокой активности воды. Наконец, содержание фтора зависит от условия становления вулканических тел, будучи более низким в пемзовидных разностях по сравнению с плотными и закономерно изменяясь в разрезах кислых потоков и экструзий.

Табл. 3, илл. 4, библ. назв. 24.

УДК 550.42+551.21

Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги. Леонова Л.Л. "Магмообразование и отражение его в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

В работе приводятся данные по распределению 22 редких элементов в 160 образцах, взятых с 30 вулканов 15-ти островов главной Курильской гряды.

Выделяемые по различному содержанию калия три серии пород отличаются существенно лишь концентрацией K_2O , содержание остальных элементов колеблется мало. В каждой серии имеется унаследование типичных геохимических признаков от базальтов до дацитов, однако и в этом ряду изменения концентрации редких элементов не очень значительные.

Пространственное распределение нормально-, низко- и высококальциевых серий и их геохимическая специфика указывают на близость условий и места выплавления пород всех трех серий из вещества верхней мантии.

Выделяемые по повышенным концентрациям Cr и Ni , высоким Ni/Co и низким V/Ni отношениям базальты толеитового типа являются производными нормальной высокоглиноземистой магмы и образуются за счет обогащения кристаллами оливина и пироксена.

Табл. 1, илл. 3, библ. назв. 25.

УДК 551.21

Петрохимическая систематика высокоглиноземистых базальтов и распределение их типов в структуре Курильской островной дуги. Писков Б.Н. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Показано разделение высокоглиноземистых базальтов по особенностям минералогического и химического составов на породы толеитового и щелочного оливин-базальтового типа. Описана методика пересчета, позволяющая классифицировать базальты и выделять среди них породы с более сильными и слабыми свойствами родственного магматического типа. Выявлены закономерности развития в структуре Курильской островной дуги пород каждого типа и вариации их состава.

Табл. 1, илл. 2, библ. назв. 31.

УДК 550.42+551.21

Изучение распределения олова в вулканических породах Исландии и Срединно-Атлантического подводного хребта. Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Кравцова Р.П. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Проведенные исследования позволили охарактеризовать и сопоставить группы пород Исландии по распределению в них олова с базальтами Средне-Атлантического хребта, а также выяснить зависимость распределения олова от химического состава пород, и в частности от содержаний K_2O , SiO_2 .

Табл. 4, илл. 4, библиогр. назв. 11.

УДК 550.42+551.21

Геохимия и генезис вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. Герасимовский В.И., Поляков А.И. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

На основании изучения вещественного состава и распределения редких литофильных и сидерофильных элементов среди вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки выделены три независимых серии, связанные с самостоятельными ювенильными расплавами.

Распределение петрогенных и редких элементов в сериях рифтогенных вулканических пород показывает, что главным процессом, определяющим эволюцию магматических расплавов, является кристаллизационная дифференциация. Для карбонатитов, связанных с породами щелочных серий, вероятным механизмом образования является ликвация.

Табл. 2, илл. 3, библиогр. назв. 10.

УДК 550.41.552.1

Гетерогенные равновесия верхней мантии, изученные методами оптимального программирования. Киселев А.И., Карпов И.К. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе", М., "Наука", 1977.

Описана применяемая методика физико-химического моделирования на ЭВМ для расчета минеральных равновесий природных мультисистем. Для всех модельных составов отмечается устойчивое содержание углеродородов в верхней мантии. Показано, что наличие в мантийном субстрате определенных соотношений углерода и водорода в области до 200 кбар оказывает решающее значение на состав флюидов мантии и минералов — аксессуаров мантийных пород. Доказывается принципиальная возможность метастабильного роста алмазов в поле их неустойчивости (на глубинах менее 150 м).

Табл. 2, илл. 5, библиогр. назв. 17.

УДК 552.113

Математическое моделирование процесса кристаллизации слоя магматического расплава. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Коптев-Дорников Е.В. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Приведены некоторые результаты расчета на ЭВМ термической истории магматического расплава, содержащие информацию о процессе кристаллизационной дифференциации магмы. В качестве исходной системы рассматривался жидкий слой трехкомпонентного оливин-пироксен-плаггиоклазового расплава. Расчет, представляющий задачу совместного решения системы уравнений тепло- и массопереноса, проводился на ЭВМ БЭСМ-6 для двух серий скоростей седиментации. Показано рассчитанное распределение породообразующих минералов в интрузивном теле после полного затвердевания в зависимости от глубины. На графиках иллюстрируется влияние седиментационного процесса на термическую историю кристаллизации магмы и эволюция состава жидкости по мере кристаллизации магмы.

Разработанный программный материал представляется как основа для простираня реалистических моделей процессов формирования магматических тел.

Табл. 1, илл. 5, библиогр. назв. 2.

УДК 541.121/123

О взаимосвязи парциального давления кислорода, температуры и состава ранних феррических фаз в базальтовых расплавах. Никольский Н.С. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

На основании термодинамических расчетов равновесий с участием оливинов, бескальциевых пироксенов, магнетита (железа) и кремнезема была установлена зависимость состава ранних феррических минералов, кристаллизующихся из базальтовых расплавов, от P_{O_2} и температуры. Найдено, что в естественных условиях железистость оливина или бескальциевого пироксена является показателем их температуры образования. Полученные данные позволили сопоставить результаты теоретических и экспериментальных исследований, а затем проанализировать условия начальной стадии становления эффузивных (Гавайи) и интрузивных (Скергаард) пород основного состава.

Илл. 4, библиогр. назв. 23.

УДК 551.21 : 550.93 : 549.6

Определение возраста вулканических пеплов по трекам осколков деления. Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Показана специфика использования трековой методики для определения возраста вулканических пеплов: трудоемкость набора минимальной статистики при среднем размере кристаллов около 200 мкм и неоднородность распределения урана, создающая дополнительный источник ошибок.

Табл. 2, илл. 3, библиогр. назв. 22.

УДК 550.42 : 552.313.1

Изотопный состав урана в некоторых молодых вулканических породах. Титаева Н.А., Ананьев В.В., Аникина В.В. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Определено отношение изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в продуктах вулканических извержений некоторых вулканов Камчатки и Курильских островов (19 образцов).

В подавляющем большинстве "исторических" и голоценовых вулканических пород отмечено радиоактивное равновесие между ^{234}U и ^{238}U , что позволяет заключить, что в исходных расплавах оно также имело место. Отмеченные единичные случаи отклонения изотопного состава урана от радиоактивного равновесия нельзя объяснить экзогенным воздействием, так как этот процесс может привести к изменению изотопного состава урана только в породах, возраст которых больше 40 тыс. лет.

Табл. 2, библиогр. назв. 6.

УДК 551.21 549.07 + 552.002.2

Вопросы кристаллизации вулканических пород (экспериментальное исследование). Нагапетян Л.Б. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Выполнено экспериментальное исследование по кристаллизации вулканических пород Ишханасарского массива в условиях давления водяного пара от 200 до 2000 кг/см². Породы представлены трахибазальтами, тра-

хиандезито-базальтами, трахиандезитами и трахидацитами. Делается вывод об образовании этого рода пород из трахибазальтов или трахиандезито-базальтов путем их кристаллизационной дифференциации.

Табл. 4, илл. 3, библиогр. назв. 11.

УДК 552.113

Эволюция ультраосновного-щелочного расплава (на примере экспериментального изучения плавления мельтейгита). Шейнманн Ю.М., Генштафт Ю.С., Баженова Г.Н. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Приведены описание и результаты экспериментального плавления и кристаллизации образца мельтейгита из Гулицкой интрузии в условиях высоких РТ. Установлена единообразная минеральная ассоциация: клинопироксен + рудный + нефелин, последовательно кристаллизующаяся во всем изученном диапазоне давлений 2,5–50 кбар. Плавление мельтейгита происходит в узком интервале температур $\sim 50^\circ\text{C}$. Прослежена эволюция мельтейгита при изменении РТ-условий.

Экспериментальными данными подтверждается первично-магматическая природа щелочных ультрабазитов, в частности, мельтейгита.

Илл. 4, библиогр. назв. 8.

УДК 551.224 + 553.41

Роль субвулканических трахитоидных образований в размещении золото-серебряного оруденения. Кондратенко А.К., Кузьмичева Е.В., Гнидчина Т.Ф. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Рассматриваются геолого-тектоническое положение, петрографические, петрофизические и петрохимические особенности трахидацитов и трахилипаритов.

Приведенная петрографическая и петрофизическая характеристика трахитоидных пород (высокая пористость, резкие колебания величины естественной остаточной намагниченности и значений фактора Q, наличие титаномагнетитов с высокой точкой Кюри) дают основание утверждать, что эти породы представляют собой субвулканическую независимую формацию. Эти образования могут служить структурно-магматическим контролем золото-серебряного оруденения.

Илл. 3, библиогр. назв. 19.

УДК 550.42

К уточнению и сравнению условий образования клинопироксенов из андезитовых профиритов Кавказа и гиалоандезитов Карпат. Гинзбург И.В. "Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе". М., "Наука", 1977.

Рассматриваются современные представления о роли состава и размеров пироксенов в определении РТ и μ_{Na} их образования, последовательность кристаллизации по отношению к плагиоклазу.

Табл. 2, илл. 2, библиогр. назв. 15.

**МАГМООБРАЗОВАНИЕ И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ
В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ**

*Утверждено к печати
Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР*

Редактор

Т.Ю. Маренина

Редактор издательства

О.М. Ванюкова

Художественный редактор

И.К. Капралова

Технические редакторы

Г.В. Лазарева, Н.М. Бурова

Подписано к печати 14/X — 77 г. Т — 16174

Усл. печ. л. 16,8 + вкл. 0,1. Уч.-изд. л. 20,5

Формат 60 x 90 ¹/₁₆. Бумага офсетная № 1

Тираж 850 экз. Тип. зак. 493

Цена 2 р. 10 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,

Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 10 к.

2253