

*А. Д. Бабанский  
И. Д. Рябчиков  
О. А. Богатилов*

# ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНО- ЗЕМЕЛЬНЫХ МАГМ

---



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

*А. Д. Бабанский*  
*И. Д. Рябчиков*  
*О. А. Богатилов*

# ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНО- ЗЕМЕЛЬНЫХ МАГМ

3968



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
Москва 1983 г



А.Д. Бабанский, И.Д. Рябчиков, О.А. Богатиков. **Эволюция щелочноземельных магм.** М.: Наука, 1983.

Работа посвящена проблеме происхождения андезитовых магм. Результаты петрографического и комплексного физико-химического изучения серии комагматичных щелочноземельных эффузивов вулкана Малый Семьячик (Восточная Камчатка) и океанического толеита, проведенного в широких  $P-T-f_{O_2}$  условиях, позволили определить состав исходной магмы для щелочноземельных пород Восточной Камчатки, установить особенности ее формирования и развития, а также выявить причины различия путей эволюции щелочноземельной и толеитовой магматических серий.

Табл. 32. Библиогр. 258 назв. Ил. 23.

Ответственный редактор

доктор геол.-минерал. наук

**А.М. Борсук**

Бабанский Андрей Демьянович  
Рябчиков Игорь Дмитриевич  
Богатиков Олег Алексеевич

**ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ МАГМ**

*Утверждено к печати*

*Ордена Трудового Красного Знамени  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Д.Д. Багдатлишвили*

Художник *Н.Н. Якубовская*. Художественный редактор *М.В. Версоцкая*  
Технический редактор: *М.К. Серегина*. Корректор *О.А. Разуменко*

ИБ № 27272

Подписано к печати 5.08.83. Т-16423. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.-печ.л. 6,0. Усл.кр.-отт. 6,1. Уч.-изд.л. 7,9  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 608  
Цена 1 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485  
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения щелочноземельных\* магм — одна из центральных в современной петрологии. По целому ряду причин ее решение имеет не только важное теоретическое значение, но и большую практическую ценность. Это обусловлено, в первую очередь близостью среднего состава континентальной земной коры к составу андезитов, что отмечается уже для раннего докембрия и прослеживается вплоть до настоящего времени [49, 146]. Поэтому для решения некоторых фундаментальных вопросов развития Земли, а именно вопросов зарождения и эволюции материков и определения относительной роли глубинных и поверхностных факторов в ходе этих процессов, необходимо выяснение механизма генерации щелочноземельных магм.

Другой причиной, вызывающей интерес к андезитовой проблеме, является давно известный факт приуроченности щелочноземельного андезитового вулканизма к островным дугам и окраинным зонам континентов, т.е. к участкам Земли, развивающимся в специфической тектонической обстановке. Отсюда понятно, какое большое значение для развития тектонических теорий имеет знание условий зарождения андезитовых магм.

Решение андезитовой проблемы важно и в металлогеническом плане, так как со щелочноземельными породами генетически и пространственно связан целый ряд рудных месторождений [181].

Важное место в решении этих вопросов наряду с геологическими и геофизическими исследованиями принадлежит экспериментальным работам. Проведенные на природных образцах, имеющих геологическую привязку, они дают возможность определить физико-химические условия протекания процессов магмообразования в изучаемом районе.

Настоящая работа выполнена с целью установления участия процессов кристаллизационной дифференциации, окисления и ассимиляции корового сиалического материала в формировании щелочноземельных магматических пород.

Анализ состояния изученности проблемы показывает, что абсолютное большинство имеющихся экспериментальных данных характеризует только отдельные щелочноземельные породы, но не коагматические серии их. Кроме того, большая часть предыдущих экспериментальных результатов получена из опытов в платиновых контейнерах, т.е. в условиях неконтролируемой потери железа из навески исходной породы. В связи с этим основными задачами исследования стали, во-первых, экспериментальное изучение фазовых равновесий в процессе плавления генетически связанной серии магматических пород и на основании этого количественная проверка гипотезы формирования щелочноземельных магм, в частности андезитов, за счет кристаллизационной дифференциации более основных расплавов и, во-вторых, сопоставление процессов кристаллизационной дифференциации

\* Термин "щелочноземельный" употребляется нами как синоним термина "известково-щелочной".

щелочноземельных и толеитовых магм на основании экспериментальных данных. Помимо этого, были проведены методические исследования, направленные на получение данных о фазовых превращениях в условиях сохранения железа и контролируемой летучести кислорода в ходе опыта.

Для экспериментального изучения взяты образцы высокоглиноземистого базальта (вгб), андезит-базальта и андезита, характеризующие примерно разновозрастную серию в комплексе эффузивов древнего конуса вулкана М. Семячик, океанического толеита из Атлантики (южный склон Бермудского поднятия), андезита с вулкана Маунт Худ, Орегон (США), оливин-плаггиофирового базальта и серо-зеленого глубоководного ила из Центрально-Американского желоба.

Исходные породы и продукты опытов исследованы с помощью различных методов: петрографического, рентгенофазового и рентгеноспектрального анализов, а также гомогенизации микровключений.

Необходимая для петрохимических построений математическая обработка химических анализов горных пород, продуктов опытов, отдельных кристаллических фаз и закалочных стекол и расчет балансовых уравнений по стандартной программе метода наименьших квадратов произведены на ЭВМ "Мир-2".

При проведении исследований авторы пользовались консультациями сотрудников ИГЕМ АН СССР А.М. Борсука, Ю.И. Дмитриева, Т.Б. Карпинской, И.А. Островского, И.И. Овсянниковой, Г.П. Орловой, Н.Н. Перцева, И.П. Солововой и выражают им искреннюю признательность. Авторы благодарят А.А. Кадика, О.А. Луканина, Р.А. Ишбулатова и В.В. Наседкина за критические замечания, высказанные при чтении рукописи, А.С. Ефимова и В.С. Демидова — за помощь в проведении экспериментов, И.П. Лапутину и Г.Н. Муравицкую — за выполнение трудоемкой работы по анализу искусственных кристаллических фаз и стекла на микроанализаторе, Ю.Л. Масуренкова, Н.Н. Перцева и Ю.И. Дмитриева — за любезное предоставление образцов для исследования.

**СПИСОК  
УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ,  
ИСПОЛЗУЕМЫХ В ТЕКСТЕ**

**Название минералов**

*Ab* — альбит  
*Amp* — амфибол  
*An* — анортит  
*Ap* — апатит  
*Cpx* — клинопироксен  
*Di* — диопсид  
*En* — энстатит  
*Fa* — фаялит  
*For* — форстерит  
*Fs* — ферросилит  
*Gr* — гранат  
*Hed* — геденбергит  
*Hm* — гематит  
*Ilm* — ильменит  
*Mt* — магнетит  
*Ne* — нефелин  
*Ol* — оливин  
*Opx* — ортопироксен  
*Or* — ортоклаз  
*Pi* — пижонит  
*Plg* — плагиоклаз  
*Px* — пироксен  
*Qz* — кварц  
*Sil* — кремнезем  
*Ulv* — ульвошпинель  
*Wo* — волластонит

**Буферы**

*HM* — гематит—магнетит  
*IW* — железо—вюстит  
*MI* — магнетит—железо  
*MW* — магнетит—вюстит  
*NNO* — никель—бунзенит  
*QFM* — кварц—фаялит—  
магнетит  
*CG* — графит—газ  
 $X_{H_2O}, X_{CO}, X_{CO_2}$  — мольная доля компонента  
 $K_D^{Fe/Mg}$  — коэффициент распределения железа и магния между фазами  
*M* — магнезиальность,  
 $M = MgO / (MgO + FeO)$   
(мол. кол-ва)  
вгб — высокоглиноземистый базальт  
з.ф. — закалочная фаза

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОРОД ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ СЕРИЙ И МОДЕЛЬНЫХ СИСТЕМ, БЛИЗКИХ К НИМ ПО СОСТАВУ, ПО ЛИТЕРАТУРНЫМ ДАННЫМ

Сложившиеся к настоящему времени представления о генезисе магм щелочноземельного ряда, в том числе и магм андезитового состава, базируются на результатах довольно многочисленных экспериментальных работ, проведенных в основном за последние двадцать лет. При этом некоторые авторы проводили лабораторное изучение основных закономерностей процессов зарождения и развития щелочноземельных магм либо на модельных системах, либо на природном материале.

В таблицах 1 и 2 обобщены литературные данные по исследованным модельным системам, близким по набору входящих компонентов к щелочноземельным магмам (табл. 1) и экспериментально изученным щелочноземельным породам (табл. 2), а также приведены параметры экспериментов.

Результаты лабораторных исследований послужили экспериментальным обоснованием целого ряда гипотез происхождения магм среднего состава в ходе различных ювенильных процессов: кристаллизационной дифференциации (работы Н. Боуэна, Е. Осборна с соавторами, Д. Эгглера, Дж. Аллена и А. Беттчера и многих других), прямого плавления мантийного вещества как в безводных, так и в условиях избытка и недостатка воды (И. Куширо, Н.И. Хитаров с соавторами, Ю.С. Геншафт с соавторами и др.),

Таблица 1

Условия экспериментального изучения модельных систем, близких по составу к породам щелочноземельных серий (литературные данные)

Система	$T, ^\circ\text{C}$	$P$ , кбар	$\text{H}_2\text{O}$
$\text{MgO}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$	1300-1700	0	—
$\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{An}-\text{SiO}_2$	1100-1350	0	—
$\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{An}-\text{Ab}-\text{SiO}_2$	1100-1200	0	—
$\text{An}-\text{Ab}-\text{SiO}_2-\text{MgO}-\text{Fe}-\text{O}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$	900-1100	6	2; 4,1
$\text{Fo}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{An}-\text{SiO}_2$	1320-1420	10	—
	1190-1430	1, 10	—
$\text{Fo}-\text{Di}-\text{SiO}_2$	до 1600	0,20	—
$\text{Fo}-\text{Di}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$	950-1275	20	25-30
$\text{Fo}-\text{Di}-\text{Ne}-\text{CaAlSiO}_6-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$	900-1450	13-35	0,53-42,5
$\text{Fo}-\text{Plg}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}+10\%\text{Or}$	870-1150	15	23-31
$\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$	950-1100	5	5 кбар

Примечание. Содержание воды — в вес.%, 5 кбар — парциальное давление воды; типы аппаратов высокого давления: ГАВД — газовый, ЦП — цилиндр-поршень.

повторного частичного плавления базальтового материала (Т. Грин и А. Рингвуд, Ч. Стерн и П. Уилли, В.А. Жариков с соавторами и др.).

До недавнего времени в вопросах петрогенезиса щелочноземельных пород заметную роль играли представления об андезитовых магмах как продуктах либо полного анатексиса коровых пород, либо ассимиляции базальтовыми расплавами кислых пород сиала, либо смешения базальтовых и гранитных магм [35, 160, 238, 241, 251]. Однако исследования последних лет показали, что ассимиляционные и гибридные механизмы в чистом виде не согласуются с особенностями петро- и геохимии пород щелочноземельных серий [51, 52, 233, 245]. Кроме того, экспериментально эти предположения практически не изучены. Исключение составляют работы В.А. Ермакова и Ю.С. Геншафта [10, 12, 19], посвященные плавлению некоторых амфиболсодержащих вулканических пород.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО ИЗУЧЕННЫЕ МОДЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, БЛИЗКИЕ К МАГМАМ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ СЕРИЙ

**Кристаллизационная дифференциация от выводов Н. Боуэна до расширенной системы форстерит—окись железа—анортит—кремнезем при давлении от 1 атм до 10 кбар**

Основываясь на результатах исследования фазовых диаграмм систем  $MgO-SiO_2$  [95],  $Fo-Di-Q_3$  [91],  $Ab-An-Q_3$  [92],  $Fo-An-Q_3$  [81], Н. Боуэн [93] считал главной причиной образования кислых магм, включая андезитовый и риолитовый составы, кристаллизационную дифференциацию базальтовых жидкостей. Позднее эти взгляды получили детальное развитие в работах Е.Ф. Осборна с сотрудниками (см. табл. 1), где подчеркивается роль окислительно-восстановительных условий в эволюции магм.

Изучение систем  $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$  [195] и  $MgO-FeO-Fe_2O_3-CaO-SiO_2$  [196] при атмосферном давлении показало, что при повышен-

$\log P_{O_2}$	Тип аппарата высокого давления	Контейнеры	$\tau$ , ч	Источник
0,7		Pt	0,2	[195, 196]
0,7; 7;		Pt	2-48	[197, 211]
9; 11				
8-9		Pt	"	[123]
NNO	ЦП	Ag-Pd	0-36	[121]
MN	"	Pt	0,2-0,33	[200]
		$Pt_{9,5}Au_5$		
0,7	ГВД	"	4-8	[198, 199, 202]
	ЦП	Pt	0,5-2,5	[162, 164]
NNO	"	Pt	0,2-6	[165]
NNO	"	Pt	2-6	[167]
MN?	ГВД	Pt	3-100	[102, 103]



Таблица 2

Условия экспериментального изучения пород щелочноземельных серий

Порода	$T, ^\circ\text{C}$	$P$ , кбар	$\text{H}_2\text{O}$
Высокоглиноземистый базальт	1025–1250	0	
Высокоглиноземистый базальт, андезит	600–1250	2; 5; 10	2; 5; 10 кбар
От базальта до дацита	950–1250	0,1	1 кбар
	1100–1240	0	
	1100–1300	0	
Искусственные и природные от базальта до риодацита	1100–1550	9–36	
Искусственные от высокоглиноземистого базальта до андезита	900–1400	9–36	2; 5; 10
Андезиты	800–1000	9–10	2–5 кбар
	900–1200	0,5–8; 10	2–10*
	1000–1250	0	
Базальты	950–1300	5–28	
Андезит	900–1250	10–36	2–25*
От андезито-базальта до риодацита	1050–1250	0	
		2	0–6,3
От базальта до риолита	700–1500	10–35	0–25
От высокоглиноземистого базальта до липарита	1100–1600	25–45	0–1; 2*
Высокоглиноземистый базальт	1050–1500	5–50	2–4
Андезит	800–1100	0,5–5; 12	1–3; 10
От высокоглиноземистого базальта до андезита	1000–1300	0; 4; 12	

\* В присутствии избытка углекислоты. НЛ — наковальня с лункой.

ном  $P_{\text{O}_2}$  за счет сокращения полей устойчивости силикатных фаз появляется поле магнетита. Фракционная кристаллизация в условиях  $P_{\text{O}_2} = \text{const}$  приводит к смещению эвтектических точек в сторону вершины кремнезема, т.е. к появлению жидкостей, сравнительно обогащенных  $\text{SiO}_2$  (рис. 1, а), тогда как фракционирование при постоянном общем составе сопровождается значительным снижением  $P_{\text{O}_2}$ , в результате чего из исходной смеси возникают дифференциаты с относительно высокой железистостью.

Влияние парциального давления кислорода на состав остаточных жидкостей, получаемых в ходе фракционной кристаллизации базальтового расплава, иллюстрируется вариационной диаграммой в координатах железистость —  $\text{SiO}_2$  (рис. 1, б), построенной Е.Ф. Осборном на основании рис. 1, а. Кристаллизация исходного расплава  $M$  при низком  $P_{\text{O}_2}$  (пунктир на рис. 1, а) сопровождается изменением состава жидкости по линии  $m-n-o-e-f$ , состоящей из двух частей (рис. 1, б). В ходе образования только оливина жидкость следует по пути  $m-n-o$ , повышая свою железистость почти без изменения содержания  $\text{SiO}_2$ . В точке  $o$  наклон кривой резко меняется, что отвечает началу совместного осаждения оливина и магнетита. В результате этого жидкость накапливает кремнезем без существенного повышения железистости. Если исходный расплав того же состава фракционирует при среднем  $P_{\text{O}_2}$  (жирная линия на рис. 1, а), кривая изменения состава жидкости на рис. 1, б имеет излом при гораздо меньшей

Буфер	Тип аппарата высокого давления	Контейнеры	$\tau$ , ч	Источник
		Pt	1–24	[25]
	ГАВД	Pt	0,5–662	
	ГАВД	Pt		[45]
		Pt	1	
		Pt	1	[98]
<i>MW?</i>	ЦП	Pt	0,5–1	[139]
	"	Pt, Ag–Pd	1–24	[136, 137, 141]
	"	Pt, графит	1–8	[140]
<i>QFM,</i> <i>NNO</i>	ГАВД	Ag–Pd	2–36	[120, 122]
<i>NNO</i>	ЦП	Ag–Pd	39–70	[147]
	ЦП	Pt	2	[48, 70–73]
<i>MH, MW,</i> <i>NNO</i>	"	Ag–Pd	3–24	[79, 80]
<i>MH, QFM</i> <i>MH, NNO</i> <i>NNO</i>	ГАВД	Ag–Pd	5–22	[209]
	ЦП	Pt, Ag–Pd	1–10	[228, 229, 231]
	ЦП	Pt	0,3–3	[20, 26]
<i>NNO</i>	ЦП, НЛ	Графит	0,5–3	[11, 64]
<i>NNO</i>	ГАВД	Pt	10–48	[34]
	ЦП			
<i>CG,</i> <i>NNO, MH</i>	ГАВД	Pt, Ag <sub>40</sub> , Pd <sub>60</sub> , графит	6–265	Наст. работа

железистости, чем в первом случае, а остаточная жидкость существенно обогащена кремнеземом (кривая  $m-n-n'-a-d$  на рис. 1, б). При высоких значениях  $P_{O_2}$  первым кристаллизуется магнетит и в остаточной жидкости сразу начинает накапливаться  $SiO_2$  (кривая  $m-m'-a-b$  на рис. 1, б). Заметим, что если исходный расплав богаче кремнеземом (точка  $m'$  на рис. 1, а и б), состав жидкости будет меняться по кривым  $m'-n'-c-d$  и  $m'-a-b$  для средних и высоких значений  $P_{O_2}$  соответственно. Этими данными Е.Ф. Осборн показал возможность дифференциации гаплогабазальтовых расплавов в направлении формирования щелочноземельных серий при повышенных парциальных давлениях кислорода, обуславливающих раннюю кристаллизацию магнетита.

Добавление к рассмотренной системе сначала анортита [187, 211], а затем анортита и альбита [122] значительно приблизило ее к составу природных магм. Но и в этих случаях фракционная кристаллизация при постоянном  $P_{O_2}$  дает остаточную жидкость, обогащенную кремнеземом (состав  $\phi'$  при  $P_{O_2} = 10^{-7} = \text{const}$ , рис. 2, а, б). Если же в процессе фракционирования  $P_{O_2}$  уменьшается, что имеет место при постоянном общем составе, то остаточные жидкости эволюционируют в направлении  $E'-\phi'-Ж'-З'-Б'$ , т.е. приближаются к ферробазальту  $B'$  (рис. 2, а, б). Из табл. 3 видно, что остаточная жидкость в этом случае богаче кремнеземом по сравнению с жидкостями  $a, b, c, d$  в бесплагноклазовой системе (рис. 1, б). При этом повышенные содержания  $SiO_2$  в конечных продуктах дифферен-

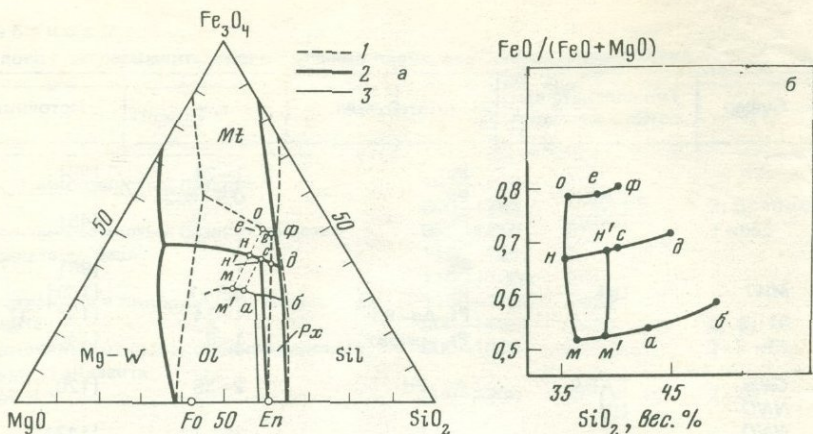


Рис. 1. Система  $MgO-Fe_3O_4-SiO_2$  при различном парциальном давлении кислорода (общее давление 1 атм)

а — схематическое изображение путей фракционной кристаллизации в системе MFFS (все железо в виде  $Fe_3O_4$ ) при  $P_{O_2}$ : 1 — задаваемым смесью  $CO_2$  и  $CO$  в соотношении  $CO_2:CO = 32$ , 2 — равном  $10^{-0,7}$  атм, 3 — больше, чем  $10^{-0,7}$  атм. Кривые  $M-H-O$  и  $M^p-H^p$  — пути фракционирования исходных смесей  $m$  и  $m^p$  в поле оливина соответственно, по [202]; б — кривые изменения состава жидкой фазы при фракционной кристаллизации исходных расплавов  $m$  и  $m^p$  в условиях различного парциального давления кислорода, по [202]

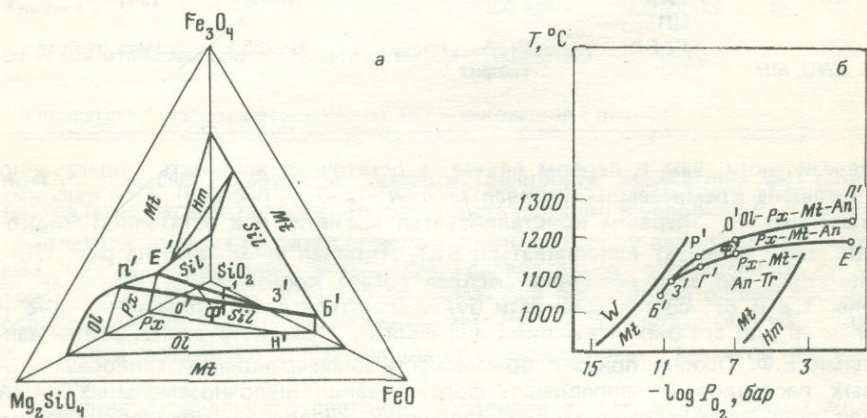


Рис. 2. Система оливин—кремнезем—гематит—FeO и ее частичный разрез

а — тетраэдрический объем, насыщенный в отношении анортита.  $P_{O_2}$  в точках  $O^p$  и  $\Phi$  равно  $10^{-7}$  атм,  $P^p$  и  $\Gamma^p$  —  $10^{-9}$  атм,  $3^p$  и  $H^p$  —  $10^{-11}$  атм. В точке  $3^p$  жидкость состава  $3^p$  сосуществует с газом  $+An+O+Px+Mt$  при  $1075^\circ \pm 25^\circ C$ , по [211]; б — соотношения вдоль внутренней границы, показанной на рис. 2, а, по [197]

циации гаплобазальтовых расплавов достигаются при наличии щелочей в системе (табл. 3).

Изучение системы  $MgO-FeO-Fe_2O_3-Ab-An-SiO_2$  Д. Эгглер продолжил в присутствии  $H_2O$  и  $CO_2$  [121]. Им было показано, что содержание в системе небольших количеств воды (2–4 вес.%) способствует протеканию более полной фракционной кристаллизации вплоть до появления остаточных жидкостей, содержащих около 72% кремнезема, т.е. отвечаю-

Таблица 3

Состав (вес.%) и условия формирования остаточных жидкостей в некоторых системах при 1 атм

$\log P_{O_2}$ , атм	$T, ^\circ C$	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Система, источник
-0,7	1185	57	17	8	9	9		MgO—FeO—Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —An— SiO <sub>2</sub>
-7,0	1155	55	16	14	6	9		[211]
-9,0	1120	51	14	21	6	8		
-7,8	1145	67,0	14,0	7,5	3,4	5,0	3,0	MgO—FeO—Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —An— Ab—SiO <sub>2</sub>
-9,0	1120	61,8	13,5	14,0	3,0	4,8	2,8	[123]

щих риолиту. Для этого, по мнению автора, летучесть кислорода не должна быть постоянной и особенно высокой. Достаточно, если она близка к  $f_{O_2}$ , контролируемой буфером никель—бунзенит ( $f_{O_2}^{NiO}$ ). При этом автор не считает фракционирование магнетита из базальтового расплава универсальным механизмом для получения щелочноземельных магм.

Чтобы расширить применимость выводов, получаемых при лабораторном изучении модельных систем, к процессам природного андезитообразования, Е.Ф. Осборн с сотрудниками исследовали фазовые взаимоотношения в системе Fo—окись железа—An—SiO<sub>2</sub> при давлениях до 10 кбар [198, 200, 202]. Изменения, вызываемые повышением давления от 1 атм до 10 кбар наглядно показаны на рис. 3, а и б для двух различных содержаний Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> при  $P_{O_2} = 10^{-0,7}$  атм. Наиболее важным из полученных в этих работах результатов является то, что фракционная кристаллизация исходных расплавов  $m'$  (рис. 3, а) и  $m''$  (рис. 3, б) при 10 кбар смещает составы остаточных жидкостей в сторону анортита и кремнезема по мере осаждения шпинели и пироксена. Причем из начального расплава с повышенным содержанием Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> шпинель кристаллизуется непрерывно (рис. 3, б), и исходный состав  $m''$  претерпевает более полное фракционирование. Кроме того, если в процессе фракционирования произойдет резкое понижение давления (от 10 кбар до 1 атм), то из расплава, давшего при 10 кбар шпинель и пироксен, будет кристаллизоваться либо оливин, либо анортит. При низком давлении состав жидкости изменяется вдоль реакционной кривой  $\rho'' - e''$  (рис. 3, б), а шпинель, если и появляется вновь, то кристаллизуется в виде магнетита.

Полученные данные, по мнению Е.Ф. Осборна, помогают разобраться в формировании трендов составов природных вулканических серий, изображенных на рис. 4. Предполагается, что вид кривых обусловлен фракционной кристаллизацией исходной базальтовой магмы, состав которой отвечает низкокремнеземистому концу кривых. Для семейства кривых, испытывающих резкое изменение наклона, отмечается колебание содержания SiO<sub>2</sub> в предполагаемой начальной магме в пределах 47—52%, что может быть вызвано различной степенью фракционирования исходной магмы при повышенных давлениях (например, около 10 кбар). Субвертикальная часть каждой кривой отвечает фракционированию уже при низком давлении, когда шпинель не кристаллизуется. Излом на кривой соответствует началу осаждения магнетита. Три вулканические серии, кривые которых на этой диаграмме не имеют излома (А, С и П), представляют магматические се-

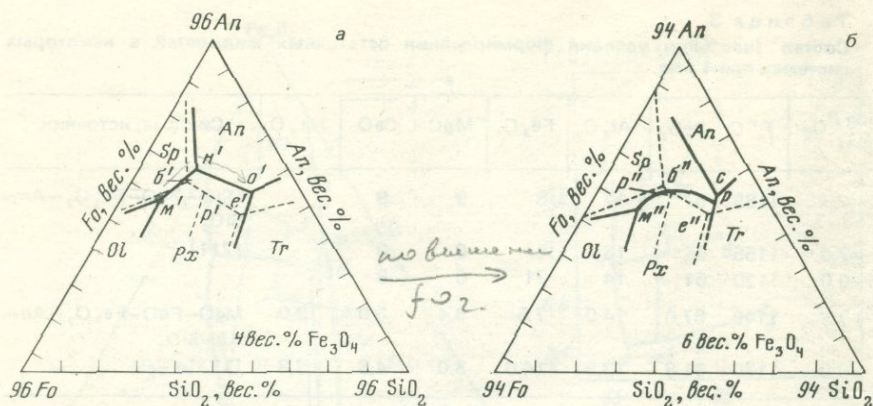


Рис. 3. Фазовые отношения в системе форстерит—анортит—кремнезем при содержании  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  4 вес. % (а) и 6 вес. % (б) при 1 атм (пунктир) и 10 кбар (сплошная линия), по [198]; *Осолова 1979*.

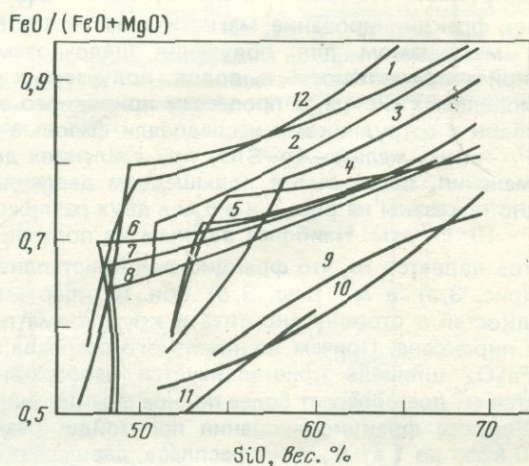


Рис. 4. Зависимость величины  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  от содержания кремнезема;

Вулканические серии: 1 — Тингмули (Исландия), 2 — Умнак (Алеутские острова), 3 — Санторини (Греция), 4 — Машу (Япония), 5 — Таласае (о-в Н. Британия), 6 — Никарагуа, 7 — Виту Леву (Фиджи), 8 — Флорес (Индонезия), 9 — Аеган, 10 — Каскады (США), 11 — Парикутин (Мексика), 12 — Галапагосские острова, по [202]

рии, сформированные в процессе фракционной кристаллизации только при высоком давлении.

Известная ограниченность применимости выводов Е.Ф. Осборна и других к процессам формирования и эволюции природных щелочноземельных серий вызвана следующими причинами. Во-первых, изученная авторами система включает не все компоненты, важные для петрогенезиса щелочноземельных пород. Кроме этого, недостаточное количество  $\text{CaO}$  в системе препятствует кристаллизации моноклинного пироксена, одного из главных породообразующих минералов щелочноземельных серий. Во-вторых, эксперименты при повышенных давлениях проводились в условиях столь высокой летучести кислорода (порядка  $10^{-0,7}$  атм), которая, по-види-

тому, крайне редко реализуется в процессах природного андезитообразования. Последние протекают при значениях летучести кислорода, близкой к  $f_{O_2}^{NNO}$  [122, 128, 221, 235 и др.]. Рядом исследователей отмечалось, что магнетит, наличие которого среди ликвидусных фаз является первейшим требованием рассматриваемого механизма, во многих щелочноземельных сериях отсутствует [100] и неустойчив на ликвидусе многих андезитов и базальтов [120, 122, 147, 191] при летучести кислорода, близкой к  $f_{O_2}^{NNO}$ , что выдвигалось одним из важных аргументов против гипотезы Е.Ф. Осборна. Однако рассмотрение данных по щелочноземельным породам из различных мест земного шара показывает, что, хотя магнетит редко встречается в них в качестве порфировых выделений, он является обычным минералом микровкрапленников, а еще чаще содержится в силикатных кристаллических фазах в виде включений. Исчерпывающий обзор по этому вопросу содержится в работах М. Гарсия и С. Якобсона [131] и Е. Осборна [199]. Таким образом, отсутствие магнетита в составе некоторых щелочноземельных пород не характерно для этих серий и не может свидетельствовать против ведущей роли магнетита в формировании щелочноземельных магм вообще. Поэтому, на наш взгляд, гипотеза Е.Ф. Осборна заслуживает самого пристального внимания и нуждается в дальнейшей разработке на основании экспериментальных данных.

### Моделирование процессов плавления мантийного перидотита в водных условиях и возможность получения при этом кварцнормативных расплавов

Предположения о возможности генерации кварцнормативных расплавов при частичном плавлении в водных условиях ультрамафической верхней мантии высказывались неоднократно [110, 113, 142, 174, 193, 204 и др.]. Эти взгляды получили широкое распространение в связи с экспериментальным изучением как простых —  $MgO-SiO_2-H_2O$  [170, 171, 219], так и более сложных систем —  $Fo-Di-SiO_2-H_2O$  [162],  $Fo-Ne-SiO_2-H_2O$ ,  $Fo-CaAl_2SiO_6-SiO_2-H_2O$ ,  $Fo-Ne-CaAl_2SiO_6-SiO_2-H_2O$  [163],  $Fo-Di-Ne-CaAl_2SiO_6-SiO_2-H_2O$  [164],  $Fo-Plg-SiO_2-H_2O + 10\%Or$  [167]. Большинство опытов было проведено в условиях избытка воды при давлениях 2–30 кбар, когда парциальное давление воды равно общему.

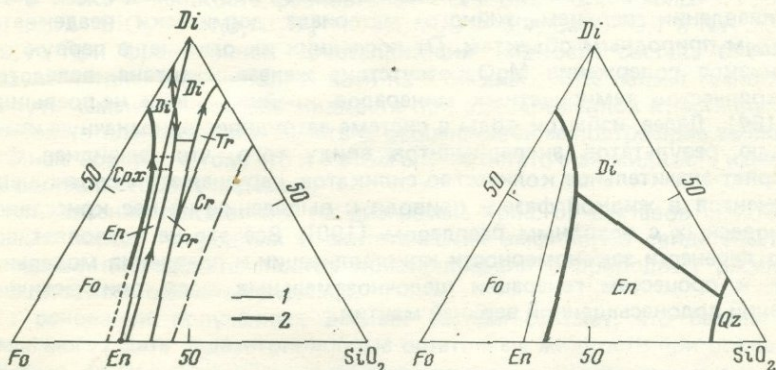


Рис. 5. Система форстерид-диопсид-кремнезем (вес. %) при: а — 1 атм (1) и 20 кбар (2), б —  $P_{H_2O} = P_{общ} = 20$  кбар, по [162]

Таблица 4

Составы расплавов в "точках протыкания" А (система  $Fo-Plg-SiO_2-H_2O$ ), В (система та же + 10% *Or*) и стекла, полученного при частичном плавлении природного шпинельного лерцолита

Расплав	$T, ^\circ C$	$P$ , кбар	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$
А	$1000 \pm 20$	15	59,7	—	21,3
В	1000	15	60,8	—	20,8
Стекло	1150	15	61,4	0,6	16,2

Примечание. Все железо представлено в виде  $FeO$ .

Во всех случаях было установлено значительное расширение поля устойчивости оливина в область кислых составов (рис. 5, а, б, табл. 4). Обилие экспериментальных данных позволило И. Куширо достаточно детально разработать механизм генерации магм среднего состава при частичном плавлении мантийного материала в условиях  $P_{H_2O} = P_{общ}$  [165].

Эксперименты по частичному плавлению природных перидотитов при различном содержании воды [135, 170, 172, 185, 186, 190] хотя и подтвердили возможность получения андезитоподобных расплавов в условиях избытка воды (табл. 4, строка 3), в то же время ограничили масштабы действия этого механизма [188].

Согласно приведенным выше экспериментальным данным, содержание кремнезема в расплавах, равновесных с оливинсодержащими ассоциациями, возрастает при увеличении концентрации воды (рис. 5). Повышение же общего давления, особенно в присутствии  $CO_2$ , оказывает противоположный эффект [135, 168]. Установлено, что при  $P_{H_2O} < P_{общ} \sim 30$  кбар частичное плавление лерцолита приведет к формированию пикритовых или еще более недосыщенных кремнеземом жидкостей [54, 96, 168, 187, 188]. Вследствие этого образование щелочноземельных магм непосредственно из вещества верхней мантии возможно при давлениях не более примерно 15 кбар [168]. Состав выплавки при этом не может быть кислее андезито-базальта [190]. Более кремнеземистые жидкости будут формироваться в процессе кристаллизационной дифференциации этих первичных мантийных расплавов.

Изученные системы, моделирующие процессы, протекающие при частичном плавлении верхнемантийного материала, химически неадекватны подобным природным объектам. От последних их отличает в первую очередь низкое содержание  $MgO$ , отсутствие железа и титана, вследствие чего количество темноцветных минералов крайне мало и не превышает 14% [164]. Далее, избыток воды в системе затрудняет однозначную интерпретацию результатов экспериментов ввиду того, что флюидная фаза растворяет значительное количество силикатов, нарушая этим соотношение компонентов в жидкой фазе и приводя к выпадению из нее кристаллов, неравновесных с исходным расплавом [190]. Все это не позволяет полностью перенести закономерности кристаллизации и плавления модельных систем к процессам генерации щелочноземельных магм при частичном плавлении водонасыщенной верхней мантии.

FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Источник
—	6,88	7,66	4,49		[167]
—	5,93	6,80	3,99	1,69	[167]
6,0	3,7	9,4	2,5	0,1	[186]

### Система CaO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Na<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O при давлении воды, равном общему. Роль амфибола

При кристаллизации некоторых простых систем и базальтовых расплавов в условиях  $P_{H_2O} \leq P_{общ} = 2-10$  кбар среди близкижидусных фаз был обнаружен амфибол [25, 147, 162 и др.]. Подробно эти работы будут рассмотрены ниже. Пока отметим только, что фракционирование амфибол-содержащих минеральных ассоциаций из магмы основного состава может привести к формированию андезитовых и даже более кислых щелочноземельных расплавов.

С целью выяснения возможности действия этого механизма была изучена система CaO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Na<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O при общем давлении 5 кбар в условиях избытка воды [102, 103]. Исходя из факта, что щелочноземельные породы содержат в среднем от 4 до 6% щелочей, авторы ограничились рассмотрением части системы с содержанием Na<sub>2</sub>O 0—6 вес.%. Было установлено, что амфибол начинает кристаллизоваться только при концентрации Na<sub>2</sub>O в жидкости не менее 3%. На рис. 6, взятом из работы [103], видно, что кристаллизация исходного расплава В (Na<sub>2</sub>O  $\geq$  3%) начинается с образования оливина и клинопироксена (последний на этой диаграмме не может быть изображен), а жидкость достигает состава точки С (4% Na<sub>2</sub>O). В случае равновесной кристаллизации *Ol* и *Cpx* сменяются амфиболом, к которому на поздних стадиях присоединяется *Orx*. Состав жидкости при этом смещается по линии *С—Д—Е*, и в точке *Е* он отвечает андезиту (уже в точке *Н* жидкость, равновесная с *Ol + Cpx + Orx + Amph + V*, содержит, вес. %: SiO<sub>2</sub> — 61,5, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 18,4, MgO — 6,4, CaO — 9,7 и Na<sub>2</sub>O — 4,0 [102]). При фракционной кристаллизации жидкости состава *С* сначала образуется только амфибол. И хотя на этой диаграмме нельзя точно показать путь изменения состава жидкости при одновременной кристаллизации амфибола и плагиоклаза вследствие особенностей ее построения, имеющиеся данные говорят о том, что и в этом случае остаточная жидкость изменяет свой состав в сторону андезита.

Расположение показанных на диаграмме (рис. 6) составов щелочноземельных пород, природных и синтетических амфиболов свидетельствует о сходстве последовательностей кристаллизации в природных расплавах и в жидкостях модельной системы.

На основании полученных данных авторы считают, что базальтовые магмы могут дать андезитоподобные остаточные жидкости при осаждении амфибола ( $\pm Ol \pm Cpx$ ) и что фазовые диаграммы, построенные для упрощенной системы, могут быть использованы при обсуждении процесса кристаллизации в таких же условиях природного материала [103]. Однако



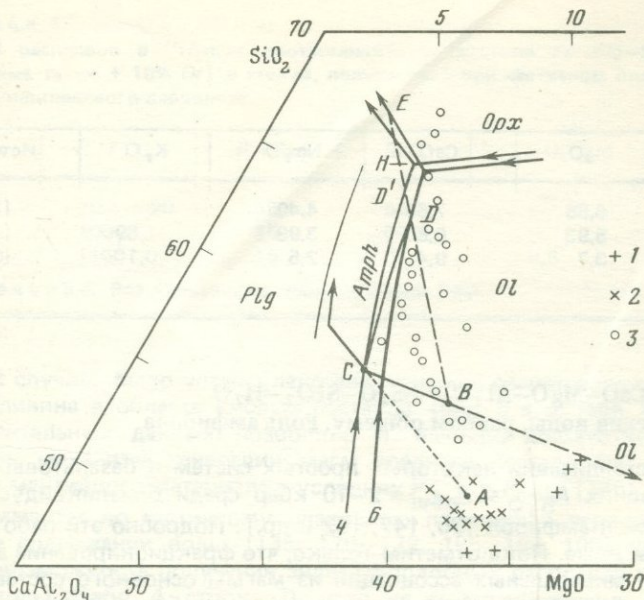


Рис. 6. Часть перспективной проекции из фигуративной точки идеального клинопироксена  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$  на плоскость  $\text{CaAl}_2\text{O}_4\text{—MgO—SiO}_2$ , вес. %. Система насыщена водой при общем давлении 5 кбар. Кривые 4 и 6 показывают отношения фаз в жидкости содержанием щелочи 4 и 6 вес. %

1 — составы базальтов, 2 и 3 — составы природных и синтезированных при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ , 5 кбар амфиболов соответственно, по [103]

отсутствие железа в рассмотренной модельной системе, которое является одним из основных петрогенных компонентов, препятствует безоговорочному принятию этого вывода. Ведь именно понижение железистости (или ее постоянство) наряду с повышением содержания  $\text{SiO}_2$  в остаточных жидкостях характеризует щелочноземельную направленность эволюции магматического расплава. А в данном случае мы не располагаем сведениями о характере изменения этого важного показателя.

Приведенный в этом разделе материал показывает, что с позиций экспериментального изучения модельных систем, близких к щелочноземельным магмам, последние могут быть сформированы в результате фракционирования различных минералов из базальтового расплава или являться продуктом частичного плавления мантийного вещества в водных условиях.

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОРОД ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ СЕРИЙ

Природные щелочноземельные расплавы могут быть представлены в виде, по крайней мере, "сухих" восьмикомпонентных систем — по числу окислов только основных петрогенных элементов, без учета летучих составляющих. Кроме того, они содержат значительное число второстепенных, редких и рассеянных элементов, присутствие которых оказывает определенное влияние на процессы их зарождения и развития. Формирование столь сложных геологических образований не может быть полностью изучено только физико-химическим анализом искусственных систем. В этом плане экспериментальное изучение природных объектов имеет большое значение для установления закономерностей образования и эволюции магм щелочноземельных серий.

## Генерация щелочноземельных магм при высоком давлении. Фракционирование ассоциации гранат + клинопироксен

Пионерами в этой области являются Г. Йодер, К. Тилли [26] и Т. Грин, А. Рингвуд [139, 140].

С целью выяснения возможности получения типичных щелочноземельных магм в процессах фракционного плавления и фракционной кристаллизации пород базальтового состава Т.Х. Грин и А.Е. Рингвуд изучили серию синтетических стекол, имеющих состав от высокоглиноземистого базальта до риодацита при 9–36 кбар в безводных условиях [139]. Было установлено, что вГб и андезито-базальт имеют на ликвидусе пироксен при 18 кбар; при 27 кбар к нему добавляется гранат, который при 36 кбар становится единственной ликвидусной фазой. В более кислых разностях первым кристаллизуется плагиоклаз при 9–13 кбар, а в риодаците — ассоциация кварц + полевой шпат. Если при повышении давления в андезите к плагиоклазу присоединяется пироксен и они оба при 36 кбар заменяются гранатом, то в даците ликвидусной фазой выше 18 кбар становится кварц, сначала в сочетании с плагиоклазом, а потом и без него. В риодаците при 27 кбар на ликвидусе кристаллизуется только кварц. На основании этих данных авторы предполагают переход в серии расплавов от вГб до риодацита непрерывным. Другим важным результатом явилось обнаружение минимума на кривых ликвидуса и солидуса в области андезитовых расплавов, вследствие чего при давлении 30–40 кбар андезиты являются более легкоплавкой фракцией, чем более кислые составы (рис. 7). Позже эти же авторы [136, 137, 141] показали, что в присутствии небольших количеств воды состав наиболее легкоплавкой жидкости, получаемой при фракционной кристаллизации или плавлении вГб, отвечает дациту или риодациту, а сами эти процессы протекают при гораздо более низких температурах, чем в безводных условиях (рис. 7).

Повышение содержания воды расширяет поле первичной кристаллизации граната за счет клинопироксена — в безводных условиях моноклинный пироксен кристаллизуется на ликвидусе в интервале 18–36 кбар, при 10% воды клинопироксен присутствует от 9 до 22 кбар, а при 22–36 кбар ликвидусной фазой является гранат. При этом поле плагиоклаза резко сокращается: в расплаве с 10%  $H_2O$  он начинает кристаллизоваться ниже 800°С при 9 кбар. Такое изменение последовательности появления фаз; сопровождаемое расширением области субликвидуса, выражается в значительном увеличении поля совместной кристаллизации граната и пироксена. Кроме того, при наличии в системе более 2% воды среди кристаллизующихся фаз появляется амфибол, который становится преобладающей фазой ниже 950° и 25 кбар. Значение последнего факта мы рассмотрим ниже.

Полученные данные [136, 137, 139, 141] в сочетании с результатами экспериментального изучения перехода габбро в эклогит [208] позволили Т.Х. Грину и А.Е. Рингвуду выдвинуть и обосновать двустадийный механизм формирования андезитовых и более кислых щелочноземельных магм при вторичном плавлении океанических базальтов, трансформированных при повышении давления в кварцевые эклогиты — глубинные аналоги насыщенных кремнеземом толеитов [139, 141]. Не вдаваясь в подробное обсуждение действия этого механизма, подчеркнем, что главная роль в рассматриваемом процессе на основании экспериментальных данных отводится фракционированию низкокремнеземистых фаз — граната и моноклинного пироксена. Температуры протекания подобных процессов и составы выплавляемых магм зависят в первую очередь от содержания

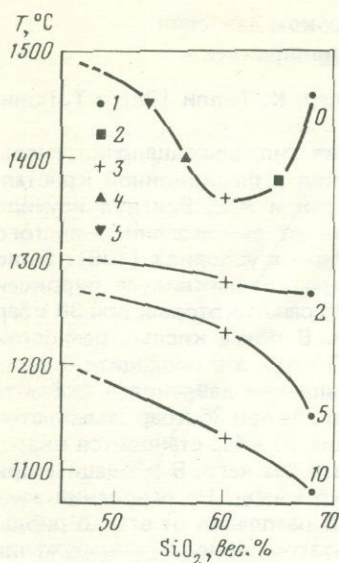


Рис. 7. Температуры ликвидуса различных щелочноземельных пород в безводных условиях (0) и в присутствии 2, 5 и 10 вес. % воды

1 — риодацит; 2 — дацит; 3 — андезит; 4 — андезито-базальт; 5 — кварцевый толеит (по [137])

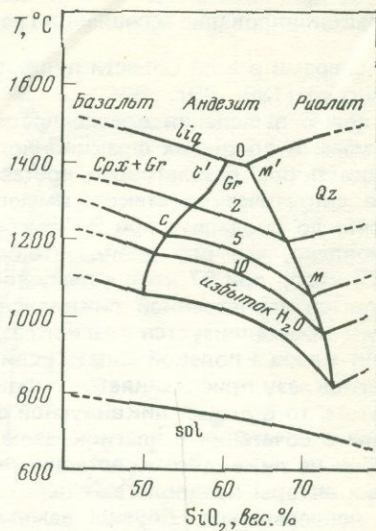


Рис. 8. Влияние содержания воды на температуру плавления пород щелочноземельной серии

T-X проекция для 30 кбар, для 0% H<sub>2</sub>O данные [140], остальное — по [231]

воды в плавящемся субстрате. В безводных условиях плавление исходного материала, по составу отвечающего кварцевому толеиту, начнется на глубине 100–150 км (рис. 8). Легкоплавкая фракция при этом будет иметь андезитоподобный состав\*. Незначительное количество воды существенно понижает температуру начала плавления, а формирующиеся при этом выплавки соответствуют дацитам или имеют даже более кислый состав. Однако и в этом случае кристаллический остаток сложен клинопироксеном и гранатом, соотношение которых варьирует в зависимости от степени плавления (рис. 8).

Результаты, сходные с данными Т. Грина и А. Рингвуда, получены Ч. Стерном с сотрудниками [226–229, 231] в ходе изучения процессов плавления и кристаллизации в системе базальт–андезит–риолит–вода при содержании воды 4–25 вес.% и давлении до 35 кбар. Авторами отмечается, что длительная совместная кристаллизация граната и клинопироксена из расплавов базальта и андезита свидетельствует о том, что в процессе генерации андезитовых магм в ходе фракционного плавления трансформированного материала океанической коры при 25–35 кбар главную роль играет фракционирование эклогитовой ассоциации минералов. При этом отношение гранат/пироксен в кристаллическом осадке падает с увеличением содержания воды в системе, а состав легкоплавкой жидкости сме-

\* Подтверждением реальности рассматриваемого механизма являются результаты экспериментов Р. Томпсона [235] в системе, валовый состав которой отвечает оливиновому толеиту: при 32 кбар в равновесии с гранатом и моноклинным пироксеном находится расплав с содержанием кремнезема 55,5%.

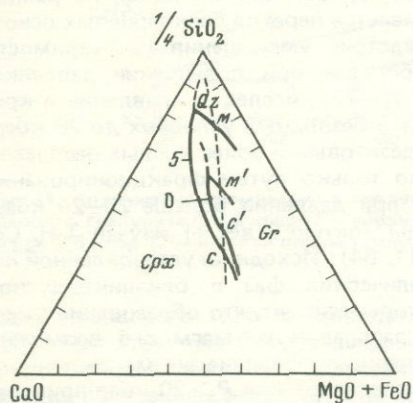


Рис. 9. Псевдотерная диаграмма, показывающая ликвидусные фазовые отношения в присутствии 5% воды и в безводных условиях (0) при 27–30 кбар. Точки *c*, *m*, *c'*, *m'* — из рис. 8. Пунктир — тренд усредненных щелочноземельных серий по [231]

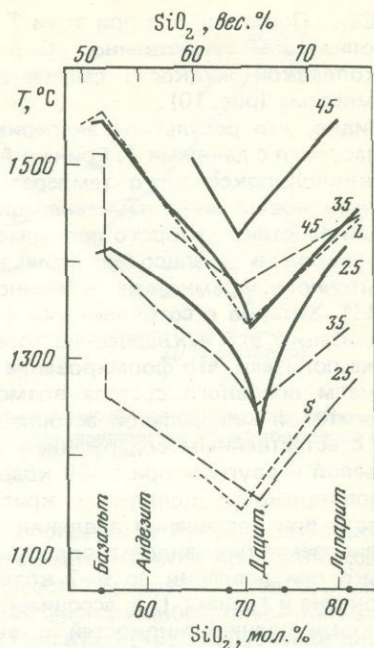


Рис. 10. Температуры ликвидуса (сплошные) и солидуса (пунктир) различных пород при 25, 35, 45 кбар

*L* — ликвидус, *S* — солидус при 35 кбар в присутствии избытка  $\text{CO}_2$ , по [20, 26]

щается в сторону повышения содержаний кремнезема (рис. 9). Однако получаемые при этом расплавы отличаются содержанием главных петрогенных компонентов от средних составов пород щелочноземельных серий [231]. Как видно из рис. 9, эти различия углубляются при повышении содержания воды, на основании чего авторами делается вывод, что жидкости, генерируемые из погружающейся океанической коры на глубинах перехода амфиболита в эклогит, должны во время подъема к земной поверхности претерпеть такие изменения в химическом составе, которые придадут им черты, свойственные химизму пород щелочноземельных серий [231].

Плавление вгб, андезита, дацита, липарита было изучено Р.А. Ишбулатовым с соавторами [20, 25] в сухих условиях при 25, 35 и 45 кбар. Установлено следующее (рис. 10): а) минимальные температуры ликвидуса и солидуса приходятся на составы, промежуточные между андезитом и дацитом (64–65 вес.% кремнезема); б) между андезитом и базальтом при содержании кремнезема 52 вес.% установлен максимум на кривых ликвидуса и солидуса — температурный барьер, разграничивающий поля кристаллизации пород, содержащих свободный кремнезем ( $\text{SiO}_2 > 52\%$ ) и не содержащих его в своем составе ( $\text{SiO}_2 < 52\%$ ); в) переход к кварц-модальным разностям изверженных пород сопровождается резким понижением *T* ликвидуса и особенно *T* солидуса.

Кроме того, эти же породы были изучены при 35 кбар в условиях избыт-

ка  $\text{CO}_2$ . Показано, что при этом  $T$  ликвидуса понижается незначительно, а  $T$  солидуса — существенно, что расширяет область субликвидуса. Состав легкоплавкой жидкости смещается в сторону пониженных содержаний кремнезема (рис. 10).

Видно, что результаты экспериментов в безводных условиях хорошо согласуются с данными Т. Грина и А. Рингвуда [139]. Однако иная трактовка клинопироксенового температурного барьера позволила авторам выдвинуть новый механизм генерации щелочноземельных магм, на ранней стадии действия которого предусматривается переход бескварцевых основных пород в кварцсодержащие вследствие уменьшения растворимости избыточного кремнезема в клинопироксене при повышении давления.

Н.И. Хитаров с сотрудниками [48, 70–73], исследуя плавление и кристаллизацию  $\text{вгб}$  и кварцевого толеита в безводных условиях до 28 кбар, также показали, что формирование андезитовых и более кислых расплавов из магм основного состава возможно только путем фракционирования эцлогитовой минеральной ассоциации при давлении больше 20–24 кбар.  $\text{вгб}$  с естественным содержанием воды (около 2 вес.%) изучен Т.Н. Соловьевой и другими при 5–50 кбар [11, 64]. Исходя из установленной последовательности появления кристаллических фаз в близликвидусной области при повышении давления, авторы считают, что образование высокоглиноземистых андезитоподобных расплавов из магм  $\text{вгб}$  возможно только при давлении до 6–7 кбар. Фракционирование же моноклинного пироксена и граната (т.е. ассоциации эцлогитов) при  $P > 20$  кбар приведет к формированию жидкостей с высоким содержанием кремнезема, но обедненных глиноземом. К тому же в обоих случаях остаточные жидкости будут обладать повышенной железистостью и отвечать толеитовому, а не щелочноземельному типу дифференциации.

Из приведенного в этом разделе материала видно, что имеющиеся экспериментальные данные в некоторых случаях не позволяют связать образование щелочноземельных андезитовых расплавов с фракционированием ассоциации гранат + клинопироксен из базальтовой магмы при сравнительно высоком давлении. Поэтому в следующем разделе будут рассмотрены экспериментальные данные, послужившие обоснованием для разработки механизма формирования магм щелочноземельных серий при более низких давлениях.

### **Формирование щелочноземельных расплавов при давлении до 20 кбар. Фракционирование амфибола**

Исследуя кристаллизацию  $\text{вгб}$  в условиях  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}} \sim 10$  кбар, Г. Йодер и К. Тилли [26] установили, что температуры ликвидуса изученных пород снижаются с повышением содержания воды одновременно с заметным расширением поля кристаллизации амфибола, состав которого определен не был. Это позволило Т. Грину и А. Рингвуду [140] предположить, что именно амфибол играет решающую роль при формировании щелочноземельных магм из базальтового исходного материала в водных условиях. Для проверки этого предположения они экспериментально изучили последовательность кристаллизации кварцевого толеита, андезито-базальта и базальта в условиях  $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}} = 10$  кбар [140]. Было установлено, что в этих условиях на ликвидусе всех пород кристаллизуется клинопироксен (в андезите вместе с плагиоклазом), а амфибол становится преобладающей фазой в кварцевом толеите и андезито-базальте ниже  $960^\circ\text{C}$ , в андезите ниже  $900^\circ\text{C}$ . Так как амфиболы и пироксены недосыщены кремнеземом, то удаление этих фаз в ходе фракционной кристалли-

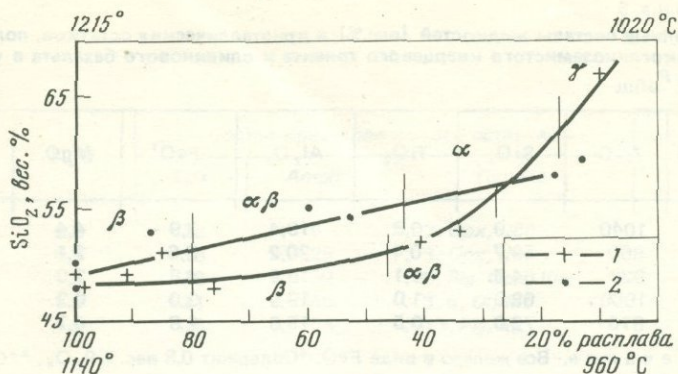


Рис. 11. Содержание кремнезема в продуктах частичного плавления: гиперстен-амфиболового гранулита при 6 кбар (1 — верхняя шкала температур) и амфиболового габбро при 2,5 кбар (2 — нижняя шкала температур) по [19, 64]

зации кварцевого толеита приводит к обогащению остаточной жидкости  $\text{SiO}_2$ . При этом чем больше амфибола входит в состав кристаллического остатка, тем более кремнеземистая жидкость образуется (табл. 5). Распространенные результаты на процесс фракционного плавления амфибололитов в тех же условиях, Т. Грин и А. Рингвуд [140] разработали двустадийный механизм генерации магм щелочноземельной серии при частичном плавлении амфибололитов, возникших на нижних горизонтах земной коры в результате амфиболизации насыщенных кремнеземом базальтов.

Дж. Холлоуэй и К. Бернем [147] подтвердили возможность протекания подобных процессов, экспериментально изучив плавление и кристаллизацию оливинового толеита при  $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$ . Они показали, что при общем давлении меньше 10 кбар частичное плавление в системе оливиновый толеит—вода может привести к формированию андезитовой или еще более кислой жидкости. Кристаллические остатки, равновесные с такими расплавами, состоят в основном из клинопироксена, оливина и амфибола при абсолютном преобладании последнего (табл. 5).

Кроме этого, экспериментально изучено плавление амфиболсодержащих пород, предположительно слагающих нижние горизонты земной коры под некоторыми действующими вулканами Камчатки [10, 12, 19, 64]: амфиболового габбро — при 2,5–10 кбар и 960–1140°C, гиперстен-амфиболового гранулита — при 2,5–35 кбар и 1215–1020°C. Содержание воды не превышало 4 вес.%; летучесть кислорода в опытах соответствовала буферу никель—бунзениит.

Результаты экспериментов показали (рис. 11), что на глубинах 12–25 км (давление до 6 кбар) из амфиболсодержащих пород в зависимости от степени плавления может образоваться вся гамма щелочноземельных расплавов.

Очевидно, что  $P$ – $T$ -диапазон действия рассматриваемого механизма генерации щелочноземельных андезитовых магм определяется верхним пределом устойчивости амфибола по температуре и давлению. Кроме этого, существенное значение имеет и содержание воды в системе.

Данные, приводимые разными исследователями по этому вопросу, несколько отличаются друг от друга. Так, при изучении щелочноземельных андезитов в условиях  $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}} \sim 10$  кбар [120, 122] верхний предел устойчивости амфибола был определен в  $940 \pm 15^\circ\text{C}$  при мольной

Таблица 5

Рассчитанные составы жидкостей (вес.%) и кристаллических остатков, полученных из высокоглиноземистого кварцевого толеита и оливинового базальта в условиях  $P_{H_2O} < P_{общ}$

$P$ , кбар	$T$ , °C	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$FeO^1$	$MgO$	$CaO$
9	1040	55,9	0,8	19,4	7,9	4,4	7,8
10	960	59,7	0,4	20,2	6,6	2,1	6,7
10	920	64,5	0,1	19,9	4,8	2,0	3,9
8*	1000	63,0	1,0	19,9	3,0	0,2	6,4
5**	875	72,0	0,5	15,0	2,8	0,7	4,1

Примечание. Все железо в виде FeO. \*Содержит 0,8 вес.%  $P_2O_5$ . \*\*Содержит 1,2 вес.%  $P_2O_5$ .

доле воды во флюиде ( $X_{H_2O}^V$ ) не менее 0,44. На основании отсутствия амфибола на ликвидусе изученных пород авторы делают вывод, что фракционирование амфибола из родоначального базальта не может быть приемлемым механизмом формирования андезитовых магм при давлениях меньше 10 кбар [122].

В ранее рассмотренных работах Т. Грина и А. Рингвуда [136, 137, 141] показано, что в водонасыщенном андезите амфибол устойчив примерно до 25 кбар при температуре не выше 950°C.

Устойчивость амфибола в базальте и андезите изучена при 10–36 кбар при различном содержании воды в системе ( $X_{H_2O}^V$  от 0,25 до 1,0) [79, 80]. Летучесть кислорода в опытах задавалась буфером магнетит–гематит. Было установлено следующее: в базальте амфибол кристаллизуется при значении  $X_{H_2O}^V > 0$ , тогда как в андезите его образование происходит при  $X_{H_2O}^V$  не менее 0,25; в базальте амфибол устойчив до 1050°C и примерно 20 кбар, в андезите — до 970°C и 22 кбар. При этом изменение содержания воды в системе в пределах поля кристаллизации амфибола не оказывает на устойчивость последнего почти никакого влияния; в различных  $P$ – $T$ – $X_{H_2O}$ -условиях с амфиболсодержащей ассоциацией минеральных фаз могут сосуществовать остаточные жидкости, содержащие 60–72% кремнезема. Исходя из полученных данных, авторы считают, что выделение таких низкокремнеземистых амфиболов (41,5–45,0%  $SiO_2$ ) из базальтовой магмы в процессе фракционной кристаллизации или частичного плавления базальта в присутствии воды будет эффективно повышать содержание кремнезема в жидкости и приведет к образованию андезитовых расплавов в зонах субдукции [78]. По их мнению, фракционирование амфибола не может обеспечить формирование андезитовых и еще более кислых расплавов при давлениях ниже 10 кбар, что согласуется с выводами Д. Эгглера и К. Бернема [120, 122].

Как показывают приведенные в этом разделе данные, формирование щелочноземельных андезитовых расплавов может быть обусловлено фракционированием амфибола из исходной базальтовой магмы в определенных  $P$ – $T$ – $X_{H_2O}$ -условиях стабильности амфибола. Поэтому происхождение щелочноземельных эффузивов, не содержащих амфибол в своем минеральном составе, труднообъяснимо с позиций рассмотренного механизма.

Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Состав кристаллического остатка, %			Источник
		<i>Срх</i>	<i>Amph</i>	Прочие	
3,3	0,8	18	5	3, <i>Орх</i> , <i>Ilm</i>	[140]
3,4	0,9	18	25	3, <i>Орх</i> , <i>Ilm</i>	
3,6	1,0	18	32	6, <i>Plg</i> , <i>Орх</i> , <i>Ilm</i>	
4,7	1,0	21	46	3, 5, <i>Ol</i> , <i>Mt</i>	[147]
3,4	1,2	16	53	13, <i>Plg</i> , <i>Mt</i>	

Анализ литературных данных показывает, что все рассмотренные экспериментальные работы можно объединить в три группы в зависимости от целей и объектов исследования. К первой относится большое количество работ, направленных на решение проблемы родоначальной (исходной) магмы, дающей весь спектр щелочноземельных расплавов [19, 25, 33, 48, 70–72, 135, 170, 172, 190 и др.]. Во вторую группу входит сравнительно небольшое число экспериментальных работ, выполненных с целью изучения процессов плавления и кристаллизации в сериях из нескольких генетически несвязанных пород [20, 26, 139, 229, 231 и др.]. В этих работах исследования проводили на породах, подобранных с учетом того, чтобы их состав соответствовал химизму типичных представителей щелочноземельных серий. В третью группу попадают работы, посвященные исследованию отдельных разновидностей эффузивов щелочноземельных серий [64, 79, 80, 120, 122, 136, 137, 141 и др.].

При выборе параметров экспериментов авторы рассмотренных работ исходили прежде всего из имеющихся геологических данных об условиях формирования конкретных пород, служащих объектом экспериментального изучения, а также из оценок величин  $P$ ,  $T$  и  $X_{H_2O}$ , при которых возможно действие предполагаемых механизмов генерации магм щелочноземельного состава в рамках разрабатываемых ими гипотез. Вследствие этого породы щелочноземельной серии оказались изучены в широком диапазоне значений давления, температуры и содержания воды (табл. 2).

Как видно, ни одна из имеющихся работ не затрагивала вопроса, решение которого является основной целью настоящего исследования, — экспериментального изучения фазовых равновесий в процессе плавления генетически связанной серии изверженных пород. Относительно щелочноземельной серии эта задача наилучшим образом может быть решена на конкретном геологическом материале, характеризующем современный щелочноземельный вулканизм в зоне перехода от континента к океану. При этом  $P$ – $T$ – $X_{H_2O}$  — параметры экспериментов — определяются исходя из геолого-петрографических данных по объекту. К тому же в ранних работах недостаточно внимания уделялось проблеме потери железа в ходе опытов. Возможно, они существенно влияют на некоторые фазовые границы, особенно для фазовых ассоциаций с участием граната, клинопироксена и, вероятно, амфибола. В связи с этим целесообразно повторение некоторых ранее проведенных исследований в более строгих условиях.



## ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ

В этой главе рассмотрены критерии, которыми мы руководствовались при выборе объектов для экспериментального изучения, а также приведено петрографическое описание исходных пород. Вместе с тем представилось целесообразным предпослать петрографическому описанию конкретных пород, отобранных для экспериментального изучения, краткое обобщение литературных сведений по геологическому строению каждого из районов взятия образцов. Поскольку изучение щелочноземельных магм является основной задачей работы, район вулкана М. Семячик описан несколько более подробно и для него также приведены данные о строении земной коры в регионе и собственно вулканического аппарата по результатам геофизических исследований.

### ВУЛКАН МАЛЫЙ СЕМЯЧИК (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

#### Геологическое строение

Действующий стратовулкан М. Семячик входит в состав Карымской группы вулканов, расположенной вблизи побережья Кроноцкого залива между реками Новый Семячик и Жупанова в пределах Восточного вулканического пояса Камчатки.

Фундаментом Восточного пояса является Восточный Камчатский прогиб, заложение которого датируется верхнемеловым временем. В пределах вулканического пояса породы фундамента не обнажаются. В качестве отложений Восточно-Камчатского прогиба, развитых под вулканическим поясом в описываемом районе, с известной долей уверенности можно рассматривать складчатую толщу п-ова Шипунский, непосредственно прилегающую к рассматриваемой территории с юго-востока, каждая из стратиграфических единиц которой приблизительно коррелируется с соответствующими образованиями восточного склона Валагинского хребта, который примыкает к Восточному вулканическому поясу с северо-востока. Описание этих толщ дано по [1, 9, 13, 42, 74, 75].

На п-ове Шипунский в бассейне р. Вахиль толща древних отложений имеет условно двухъярусное строение и состоит из подстилающего верхнемелового и несогласно перекрывающего его палеоген-нижнемиоценового комплексов. Мощность отложения каждого комплекса достигает первых километров.

Верхнемеловой комплекс сложен плотными, разномелочными полимиктовыми песчаниками, филлитизированными аргиллитами и алевролитами при незначительном распространении туфов, кремнистых пород и известняков. По литологическому составу породы верхнемелового комплекса п-ова Шипунский сходны с верхами лесновской серии, переходной к вулканогенной ирунейской толще, отложения которой широко развиты в пределах Валагинского хребта.

Верхнемеловые породы прорваны интрузиями дунитов, перидотитов, пироксенитов, а также дайками диабазов и порфириров. Возраст интрузивных образований предположительно послевеерхнемеловой.

В составе палеоген-нижнемиоценового комплекса выделено две свиты — жупановская и шипунская, которые с некоторой условностью сопоставляются с развитой на восточных склонах Валагинского хребта богачевской серией. Жупановская свита сложена значительно измененными анде-

зитами, базальтами, их туфами и туффитами. По составу пород шипунская свита в общем подобна жупановской, отличаясь лишь присутствием прослоев окремненных аргиллитов.

Жупановская и шипунская свиты содержат редкие тела габбро, горн-блендитов, кварцевых, бескварцевых и роговообманковых диоритов. Формирование этих интрузивов произошло, видимо, в миоценовое время. Отложения обоих комплексов собраны в напряженные складки, опрокинутые на юго-восток, и разбиты многочисленными надвигами.

Некоторыми авторами [36, 37] предполагается, что нижний этаж фундамента Восточной Камчатки представлен толщей меланократовых пород, изученных на п-ове Камчатский мыс, в хр. Кумроч и на о-ве Карагинский — дунитами, гарцбургитами, оливиновыми и оливин-пироксеновыми габбро, которые вверх по разрезу сменяются амфиболовыми габбро и метаморфизованными диабазитами и базальтами. В пределах Валачинского хребта этой толще близко соответствует вахвинская свита, представляющая переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов, песчаников. Пока данных недостаточно для того, чтобы с уверенностью говорить о составе метаморфического фундамента непосредственно под Восточным вулканическим поясом.

Образование этой наложенной структуры началось в раннечетвертичное время на размытой поверхности палеоген-нижнемиоценового комплекса Восточно-Камчатского хребта. В связи с этим Восточный вулканический пояс имеет обычное для структур Камчатки субмеридиональное простирание и описывается как грабен-синклиналь, центральная часть которой осложнена поднятием сводово-блокового типа [77, 78]. В пределах центральной части Э.Н. Эрлихом [78] выделен ряд кольцевых структур. В число их входит и Жупановская субкольцевая структура, на территории которой расположена Карымская группа вулканов.

Эффузивы четвертичного времени детально рассмотрены в работах [8, 23, 24, 57, 60, 61, 76], которые и использованы в последующем описании геологического строения непосредственно района вулкана М. Семячик.

Основанием всей Карымской вулканической группы является пологонаклоненная к океану базальт-андезито-базальтовая толща плиоцена — начала плейстоцена, сложенная платоэффузивами с подчиненным количеством пироклаستيки.

К среднему плейстоцену на цоколе из платобазальтов развивается группа стратовулканов андезитово-базальтового состава. В отдельных лавовых горизонтах и в вершинных экструзиях имеются незначительные количества более кислых дифференциатов.

С развитием комплекса раннечетвертичных отложений в пределах Жупановской субкольцевой структуры сформировалась обширная, 50 X 60 км, аккумулятивная возвышенность. Оба эти элемента образуют морфоструктуру первого порядка для Карымского района.

Во второй половине среднечетвертичного времени образовался мощный (до 200 м), регионально развитый комплекс пирокластических пемзово-игнибритовых отложений. С извержением большого количества кислой пироклаستيки связано образование крупной (20 X 30 км) структуры проседания — Карымско-Семячинской кальдерной депрессии. Последняя представляет собой ассоциацию трех кальдер обрушения диаметром 10—12 км каждая и сопряженных с ними секторных грабенов. По фрагментам вулканических построек, слагающих наиболее выраженные в рельефе участки кольцевых разломов, они названы кальдерами Крайнего, Стены и Соболиного. В течение некоторого времени кальдеры являлись бассейнами накопления пирокластических и вулканогенно-оса-

дочных отложений озерного типа, представленных переслаиванием гравелитов, песков, алевроитов, в которых преобладает пемзово-пепловый материал. Игнимбриды образуют сложный покров из 3—4 остывших единиц, радиально расположенный вокруг депрессии и характеризующийся периклинальным залеганием. Состав их варьирует от андезитов до липарито-дацитов.

В верхнем плейстоцене, в районе Карымской группы, вулканическая деятельность возобновилась образованием целого ряда вулканов, в том числе и пра-Семячика, эксцентрично разместившегося в кальдере Стены. Этот сравнительно крупный стратовулкан сложен лавами и пирокластикой пород дифференцированного ряда от базальтов и андезито-базальтов до андезитов и андезито-дацитов. Развитие его завершилось в конце верхнего плейстоцена—голоцена повторной вспышкой кислого вулканизма и образованием юной кальдеры М. Семячика. Отложения второго этапа кальдерообразования представлены неспекшейся пирокластикой и локально развитой игнимбритовой фацией. Состав кальдерообразующих извержений в среднем отвечает андезитам.

В пределах описываемой территории предполагается наличие близповерхностных малых по объему интрузий гранитоидов, становление которых завершилось, вероятно, в среднем плейстоцене.

Вулкан М. Семячик развивается с конца позднего плейстоцена и сейчас представляет собой внутрикальдерную постройку в виде вулканического хребта длиной 3 км по гребню. Он локализован вдоль сопряженной с кальдерой системы разрывов северо-восточного простирания и состоит из трех слившихся конусов-стратовулканов: северо-восточного, самого древнего, затем среднего и юго-западного, наиболее молодого, в котором находится активный кратер Троицкого (соответственно палео-, мезо- и кайно-Семячик, по предложению Ю.П. Масуренкова). Формирование этих трех конусов отражает миграцию магмоподводящего канала с северо-востока на юго-запад к центру кальдеры.

В строении палео-Семячика можно выделить три группы эффузивов: 1) базальтовые потоки главного конуса и лавовых полей его открытых северных и восточных подножий; 2) потоки побочных прорывов; крупнейший из них протяженностью 14 км образовался из прорыва Северный и сложен оливиновыми андезитами; 3) серия самых последних потоков дацитово-андезитового состава, связанных с терминальным кратером и излившихся на западные, южные и юго-восточные склоны вулкана.

Текстрохронологическое исследование показало, что развитие палео-Семячика длилось предположительно 8 тыс. лет и завершилось примерно 12 тыс. лет назад [8, 61].

Конус мезо-Семячика сложен эффузивами преимущественно базальтового состава. Только один из боковых прорывов — Восточный, излил более кислый базальт-андезитовый поток. Формирование отложений собственно мезо-Семячика происходило в течение ~ 4 тыс. лет и закончилось около 8 тыс. лет назад.

Залегаящая выше по разрезу пемзовая пирокластика не имеет отношения к деятельности М. Семячика. Она отложилась в ходе мощных извержений, которые привели к образованию кальдеры Карымского вулкана, и пользуется региональным распространением на территории вплоть до океана.

Формирование комплекса отложений кайно-Семячика происходило в два цикла. В течение первого цикла был построен собственно юный конус, сложенный сериями потоков дупироксеновых андезито-базальтов. Вначале лавы изливались из вершинного кратера. Образование же побоч-

ных прорывов (Южного и Обманувшего) знаменует конец первого цикла, который продолжался ~3400 лет.

Второй цикл развития кайно-Семячика характеризуется чередованием периодов эксплозивной и эффузивной деятельности при явной подчиненности последней (ориентировочно коэффициент эксплозивности кайно-Семячика выше остальных на 15–20% и составляет 80–90%). Эффузивы начала второго цикла представлены потоками наиболее основных в составе кайно-Семячика пироксен-оливин-плагиоклазовых базальтов. В завершающую стадию был сформирован мощный лавовый поток андезитов — андезито-базальтов. Эффузивная деятельность кайно-Семячика на этом прекратилась и позже уже не возрождалась. В период последней эксплозии был сформирован кратер Троицкого в его современных границах, котрым и ограничивается вулканическая деятельность М. Семячика в настоящее время.

### Строение земной коры в районе Малого Семячика и его вулканического аппарата по геофизическим данным

По данным глубинного сейсмического зондирования [3, 15, 68, 69], земная кора в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса имеет следующее строение. До 6–7 км залегают осадочно-вулканогенные образования, степень консолидации которых возрастает с глубиной. В районе М. Семячика этот слой представлен породами палеоген-нижнемиоценового и верхнемелового комплексов.

Фундаментом осадочно-вулканогенной толщи служат образования "гранитного" слоя, характеризующиеся пониженной (до 6 км) мощностью. Предполагается, что состав этого слоя отвечает переслаиванию метаморфических осадочно-вулканогенных пород.

Ниже по разрезу залегают породы, отождествляемые с кровлей "базальтового" слоя. В целом этот слой отличается повышенной мощностью (30–35 км), высокими скоростями продольных волн (7,1–7,8 км/с) и сложным строением. Последнее выражается в сильной его расслоенности, отсутствии протяженных сейсмических границ, чередовании слоев с высокими и относительно пониженными скоростями. Состав нижнего (высокоскоростного) этажа земной коры предположительно оценивается габбро-гранулитовой ассоциацией пород.

Эти данные свидетельствуют о наложении Восточного вулканического пояса на кору континентального типа и об активных процессах переработки низов коры в этой зоне в настоящее время [3].

Геофизическое исследование вулкана М. Семячик было проведено А.П. Горшковым [16–18] и показало неоднородное строение конусов. Неоднородность обусловлена различной плотностью вещества в подводящих каналах (2,7–2,9 г/см<sup>3</sup>) и материала, слагающего вулканические постройки (2,0–2,15 г/см<sup>3</sup>), которые характерны для массивных андезито-базальтов и толщи вулканитов, сложенной на 60–90% пирокластикой, соответственно. Три подводящих канала по числу кратеров имеют в поперечнике 300–700 м. В южном направлении обнаружен скрытый сток из кратерного озера по зоне дробления. Предполагается наличие под М. Семячиком периферического магматического очага с поперечником 5 км и верхней кромкой на уровне моря.

## Петрографическая характеристика пород

Постройки палео- и мезо-Семячика сложены высокоглиноземистыми оливин-анортитовыми базальтами (48—52%  $\text{SiO}_2$ ). Количество вкрапленников в них заметно варьирует, что вызывает колебания содержаний глинозема и окиси магния в породах. Наиболее глиноземистые разности приурочены, по-видимому, к вершинным кратерам и верхним частям вулканических построек, тогда как базальты, богатые оливином, связаны с побочными прорывами. Лавы побочных прорывов характеризуются непрерывной дифференцированностью как в отдельных потоках (побочные конусы Северный и Восточный), так и в сериях их (завершающие излияния палео-Семячика). Извержения начинались наиболее кислыми лавами, сменявшимися все более основными: содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует в потоке конуса Северного от 62,5 до 58%, в серии потоков и агглютинате терминального кратера палео-Семячика от 67,5 до 56%, в потоке конуса Восточного от 60 до 50%.

В отличие от двух первых среди пород третьего конуса преобладают андезито-базальты, а андезиты пользуются гораздо более широким распространением по сравнению с более древними постройками. В комплексе эффузивов кайно-Семячика выделяется несколько ритмических повторений, соответствующих циклам вулканической деятельности. Вариации состава пород внутри таких повторений закономерны и однотипны: относительно кислые вулканы начала ритмов сменяются в ходе накопления отложений более основными и затем вновь более кислыми.

Эффузивы М. Семячика содержат большое количество родственных кристаллических включений [31, 38—40, 56, 58, 60]. При этом статистическая обработка данных показала [39], что каждой эффузивной породе соответствует во включениях ее интрузивный аналог либо порода, сравнительно близкая по кислотности. Состав включений в базальт-андезит-дацитово-серии вулкаников М. Семячика изменяется направленно: анортитит-эвкрит-оливиновое габбро и габбро-норит-габбро-диорит. Для базальтов и андезито-базальтов характерны ультраосновные включения, в андезитах к ним присоединяются габбро и габбро-нориты, в андезито-дацитах и дацитах встречаются габбро-диориты. Наблюдается полная гамма переходов от кристаллической породы до полной ее дезинтеграции и превращения в вулканик с реликтовыми минералами. Отметим, что для эффузивов М. Семячика характерно полное отсутствие ксенолитов осадочных и метаморфических пород.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что вулкан М. Семячик является объектом, пригодным для решения поставленных задач вследствие развития широкой гаммы комагматичных, по геологическим наблюдениям, эффузивных пород, а также наличия достаточно детально изученного геологического разреза как непосредственно в пределах его вулканической постройки, так и в прилегающих районах. Последнее важно тем, что позволяет судить, с какими породами могла взаимодействовать магма до ее излияния на поверхность.

**Выбор пород для экспериментального изучения.** Исходные породы, экспериментальное исследование которых позволило бы решить поставленные задачи, должны принадлежать дифференцированной щелочно-земельной серии.

Из имеющихся в нашем распоряжении данных по химическому составу вулкаников М. Семячика мы остановились на примерно одновозрастной серии из 17 пород, входящей в состав комплекса эффузивов палеоконуса. Это было обусловлено рядом причин.

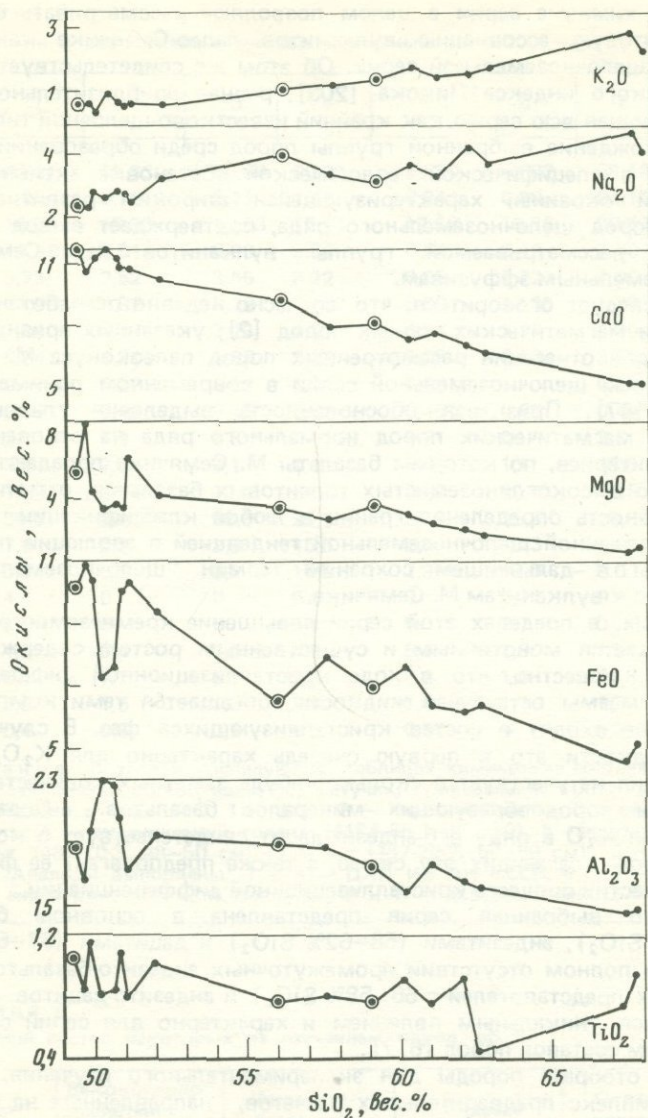


Рис. 12. Вариационная диаграмма содержания петрогенных окислов в породах щелочно-земельной серии палеоконуса М. Семьячика. Кружками выделены экспериментально изученные породы

Во-первых, серия включает породы от вгб до дацита, диапазон изменения содержания  $\text{SiO}_2$  между которыми достигает почти 20% (рис. 12) и является наибольшим среди всех других выделяемых для этого вулкана серий. На этом основании данная серия была признана наиболее дифференцированной.

Во-вторых, особенности химического состава отдельных пород, которые можно видеть на приведенной диаграмме, и более всего направленность

эволюции химизма серии в целом позволяют рассматривать базальт-андезит-дацитовую ассоциацию вулканитов палео-Семячика как образец типичной щелочноземельной серии. Об этом же свидетельствует величина эмпирического индекса Пикока [203], равная приблизительно 62 и характеризующая всю серию как крайний известково-щелочной тип. Помимо этого, нахождение выбранной группы пород среди образований, сформированных в специфической геологической обстановке активной континентальной окраины, характеризующейся широким развитием изверженных пород щелочноземельного ряда, подтверждает вывод о принадлежности рассматриваемой группы вулканитов палео-Семячика к щелочноземельным эффузивам.

Здесь следует оговориться, что, согласно недавно разработанной классификации магматических горных пород [2], указанных признаков недостаточно для отнесения рассмотренных пород палеоконуса М. Семячика к эффузивам щелочноземельной серии в современном понимании этого термина [47]. Признавая обоснованность выделения главных типов основных магматических пород нормального ряда на основании химических критериев, по которым базальты М. Семячика попадают в натриевую серию высокоглиноземистых толеитовых базальтов, отметим известную условность определения границ в любой классификации. В связи с ярко проявленной щелочноземельной тенденцией в эволюции пород этой серии, мы в дальнейшем сохраним термин "щелочноземельный" по отношению к вулканитам М. Семячика.

В-третьих, в пределах этой серии повышение кремнеземистости пород сопровождается монотонным и существенным ростом содержания  $K_2O$  (рис. 12). Известно, что в ходе кристаллизационной дифференциации исходной магмы остаточная жидкость обогащается теми компонентами, которые не входят в состав кристаллизующихся фаз. В случае базальтовой жидкости это в первую очередь характерно для  $K_2O$ , так как окись калия не участвует в сколько-нибудь заметных количествах в формировании породообразующих минералов базальтов. Поэтому рост содержания  $K_2O$  в ряду вгб-андезит-дацит свидетельствует о комагматичности пород, слагающих эту серию, а также предполагает ее формирование при участии процесса кристаллизационной дифференциации.

То, что выбранная серия представлена в основном базальтами (48–52%  $SiO_2$ ), андезитами (58–62%  $SiO_2$ ) и дацитами (67–68%  $SiO_2$ ) при почти полном отсутствии промежуточных андезито-базальтов (кроме кислых их представителей с 56–58%  $SiO_2$ ) и андезито-дацитов (рис. 12), не является уникальным явлением и характерно для серий с большим диапазоном составов пород [6, 7].

Чтобы отобрать породы для экспериментального изучения, был проведен комплекс предварительных расчетов, направленных на выяснение генетической связи как между отдельными группами пород в пределах выбранной серии (вгб-андезит-дацит), так и между конкретными породами внутри каждой группы. Для этого рассчитывали коэффициент распределения калия,  $K_D$ , между парой пород по формуле  $K_D = 1 - (C_{K_2O}^{исх} / C_{K_2O}^{СКОН})$ , где  $C_{K_2O}^{исх}$  и  $C_{K_2O}^{СКОН}$  — содержания  $K_2O$  в исходной и конечной породах соответственно. Используя полученную величину  $K_D$ , определяли состав возможной выплавки из данной пары пород. Это позволило выбрать из всей серии три породы — вгб, андезито-базальт и андезит, которые с большой долей вероятности — комагматиты.

**Породы щелочноземельной серии М. Семячика.** Высокоглиноземистый базальт (табл. 6 и 7, ан. 1) содержит около 30% вкрапленников плагиокла-

Таблица 6

## Химический и нормативный составы изученных пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49,31	55,93	59,00	50,28	59,20	48,82	58,18	54,90
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,78	0,77	1,45	0,94	0,88	0,91	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,75	18,89	17,53	15,24	17,83	16,76	20,57	19,50
FeO	10,15	6,51	6,93	9,53	6,54	9,12	7,40	7,92
MgO	5,73	3,52	3,55	8,22	3,05	7,72	4,05	5,24
CaO	11,95	8,87	7,38	12,39	6,86	14,35	1,39	5,93
Na <sub>2</sub> O	2,34	4,07	3,23	2,57	4,28	2,17	4,20	3,50
K <sub>2</sub> O	0,54	1,21	1,53	0,18	1,08	0,18	3,15	2,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,22	0,08	0,12	0,22	—	0,14	—
M	0,50	0,49	0,48	0,61	0,45	0,60	0,49	0,54
Q <sub>z</sub>	0	1,9	9,8	0	8,2	0	2,6	0
Or	3,2	7,2	9,1	1,1	6,4	1,1	18,6	12,5
Ab	19,8	34,4	27,3	21,7	36,2	18,4	35,5	29,6
An	39,1	29,7	28,8	29,5	26,3	35,5	28,0	31,2
Di	7,8	5,2	2,9	15,5	2,4	17,3	- 8,6	- 0,8
Hed	8,1	5,5	3,2	10,0	2,9	12,0	- 9,0	- 0,7
Fo	4,4	0	0	6,0	0	8,7	0	0,6
Fa	5,8	0	0	4,8	0	7,7	0	0,6
En	4,3	6,4	7,5	4,8	6,5	- 1,3	14,1	12,6
Fs	5,1	7,7	9,7	3,5	8,9	- 1,0	16,8	12,6
Ilm	2,0	1,5	1,5	2,8	1,8	1,7	1,7	1,7
Ap	0,4	0,6	0,2	0,3	0,5	—	0,3	—

Примечание. В этой и последующих таблицах химические составы пород, минералов и закалочных стекол даны без летучих, приведены к 100%; все железо в них представлено в виде FeO. 1 — вгб; 2 — андезит-базальт, 3 — андезит (все — М. Семячик), 4 — океанический толеит (418А-86-1, № 480), 5 — андезит Маунт Худ, 6 — базальт (487-10-3, 48—50 см), 7 — ил (487-20-2, 50—56 см), 8 — 0,34 (6) + 0,66 (7). Анализы выполнены: 1, 2, 3 — ЦХЛ ИВ АН СССР, 4, 6, 7 — ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитики: 4 — Е.М. Нактинас, 6 и 7 — Ю.В. Долинина, 5 — из [254].

Таблица 7

## Модальный состав некоторых из изученных пород, об. %

Минерал	Высокоглиноземистый базальт	Андезит-базальт	Андезит	Океанический толеит
Плагиоклаз	15	12*	14*	10
Оливин	5	0,5	1	3
Клинопироксен	2	2	4	5
Ортопироксен	1	—	2	—
Магнетит	5 <sup>3</sup>	3	2	1

\* В том числе примерно 10 об. % плагиоклаза II (см. текст).



Таблица 8

## Химический и катионный составы плагиоклазов изученных пород

Компонент	Высокоглиноземистый базальт	Андезито-базальт		Андезит		Океанический толеит		
SiO <sub>2</sub>	43,92	44,20	49,12	49,80	57,80	46,25	51,00	47,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,18	36,40	32,18	31,34	26,02	33,57	30,08	33,24
FeO	0,66	0,62	0,78	0,91	0,45	0,81	0,76	0,48
MgO	0	0	0,18	0,22	0	0	0,20	0,20
CaO	17,55	17,88	15,68	15,05	9,44	18,43	14,54	17,12
Na <sub>2</sub> O	1,68	0,91	2,00	2,56	6,36	0,89	3,39	1,59
K <sub>2</sub> O	0	0	0,06	0,07	0,33	0,05	0,04	0
Si	2,03	2,04	2,25	2,28	2,58	2,14	2,33	2,18
Al	1,97	1,98	1,74	1,71	1,38	1,83	1,68	1,80
Fe	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
Mg	0	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01
Ca	0,87	0,88	0,77	0,72	0,46	0,91	0,71	0,84
Na	0,15	0,08	0,18	0,22	0,56	0,08	0,30	0,14
K	0	0	0	0	0,02	0	0	0
Σ	5,04	5,00	4,98	4,98	5,02	4,99	5,00	4,99
Or	0	0	0,7	0,4	1,9	0	0,2	0
Ab	14,0	8,0	17,8	22,4	52,3	8,0	28,4	13,7
An	86,0	92,0	81,5	77,2	45,8	92,0	71,3	86,3

Примечание. Катионный состав плагиоклазов рассчитывался на 8 атомов кислорода. 5 — плагиоклаз I, 6 — плагиоклаз II, минерал-хозяин изученных включений. В этой и табл. 15—17 *Or*, *Ab*, *An* — в мол. %. Аналитики: 3, 4 — И.П. Лапутина, остальное — Г.Н. Муравицкая.

за, оливина, клинопироксена и рудного. Основная масса имеет интерсервальную структуру и состоит из стекловатого мезостазиса с микролитами главным образом плагиоклаза и редко пироксена.

Плагиоклаз состава анортит—битовнит (табл. 8) представлен удлиненными призматическими или изометричными (рис. 13) в разрезе кристаллами, имеющими зональное строение и насыщенными включениями стекла и кристаллических фаз, которые либо переполняют ядра кристаллов, либо приурочены к одной из внутренних зон.

Моноклинный пироксен отвечает авгиту, хотя заметно варьирует по содержанию основных компонентов (табл. 9).

Оливин имеет зональное строение — ядра обогащены форстеритом по сравнению с краевыми зонами (табл. 10). Удалось проанализировать зональный кристалл оливина, включенный в плагиоклаз, его состав приведен в той же таблице (ан. 3 и 4).

Рудный минерал содержит около 20% TiO<sub>2</sub> и соответствует титаномагнетиту (табл. 11).

Андезито-базальт (табл. 6 и 7, ан. 2) на 17% состоит из вкрапленников плагиоклаза, клино- и ортопироксенов и титаномагнетита с редкими зернами оливина. Структура основной массы интерсервальная и представлена мезостазисом, насыщенным тонкодисперсными выделениями рудного с незначительным количеством микролитов плагиоклаза, который присутствует главным образом в виде скоплений сравнительно крупных трещиноватых кристаллов, содержащих включения посторонних фаз. Состав этого плагиоклаза приведен в табл. 8. Гораздо реже встречаются

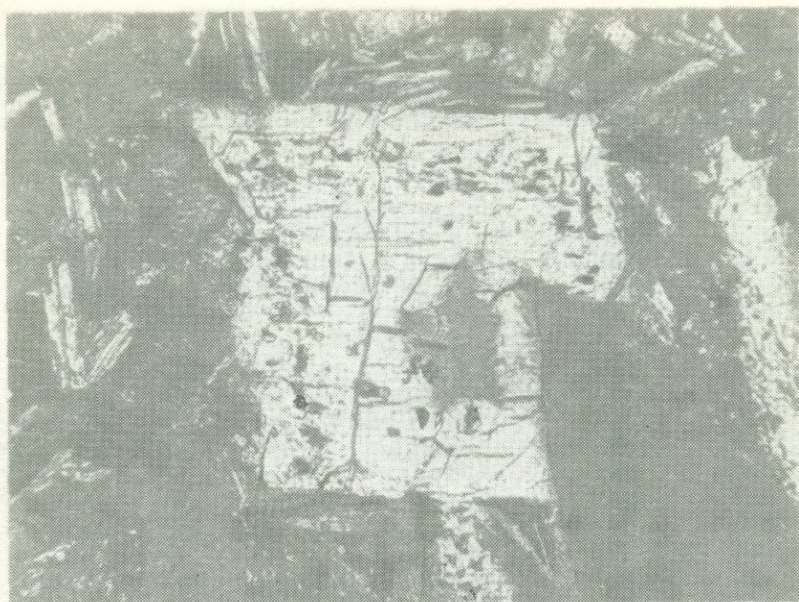


Рис. 13. Вкрапленник плагиоклаза в вгб М. Семячика. 125\*, с анализатором

вкрапленники лейстовидного плагиоклаза, имеющего более свежий облик, не содержащего включений других фаз и, очевидно, обладающего более кислым составом, близким к составу нормативного полевого шпата.

Пироксены в порфириновых выделениях встречаются редко. Моноклинные их разновидности представлены авгитом и пижонитом, ромбические — бронзитом (табл. 9).

Вследствие неравномерного распределения в породе редких кристаллов оливина его не удалось проанализировать. Однако по оптическим данным можно предполагать, что по составу он близок к оливину из вгб.

Рудный минерал представлен титаномагнетитом (табл. 11).

Андезит (табл. 6 и 7, ан. 3) содержит более 20% порфириновых выделений плагиоклаза, пироксенов, оливина и рудного минерала. Основная масса выполнена микролитами плагиоклаза, мельчайшими кристалликами клинопироксена и рудного минерала, а также зеленовато-бурым раскристаллизованным стеклом.

Нормативный и модальный составы описываемой породы существенно различаются в первую очередь отсутствием кварца и присутствием оливина в последнем. Однако известно, что кварц редко входит в состав андезитов и характерен для наиболее кислых их разновидностей. В то же время менее кремнеземистые андезиты нередко содержат оливин [21]. Таким образом, обнаруженные различия позволяют отнести эту породу к группе андезитов.

Установлено два типа плагиоклаза в порфириновых выделениях. Первый — мелкие лейстовидные незональные кристаллы; включения кристаллических фаз и стекла отсутствуют. Состав колеблется от  $An_{56}$  до  $An_{46}$  (табл. 8), наиболее кислые разновидности представлены водяно-прозрачными кристаллами. Второй — более крупные, обычно зональные, изометричные кристаллы (рис. 14) или их обломки; насыщен расплавленными микровключениями, а также включениями рудного и оливина (рис. 15), состав которого по оптическим данным отвечает  $Fe_{75}$ . Плагиоклаз вто-

Таблица 9

Химический и катионный составы пироксенов изученных пород

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	50,77	50,16	50,33	52,07
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,49	0,68	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,97	2,91	1,79	2,09
FeO	7,52	9,03	14,54	15,25
MgO	14,68	16,25	16,18	13,32
CaO	22,52	21,26	16,48	16,60
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0
Si	1,88	1,87	1,90	1,96
Al <sup>IV</sup>	0,12	0,13	0,08	0,04
Al <sup>VI</sup>	0,05	0	0	0,05
Ti	0,02	0,01	0,02	0,02
Fe	0,23	0,28	0,46	0,48
Mg	0,81	0,90	0,91	0,75
Ca	0,90	0,85	0,67	0,67
Na	0	0	0	0
Σ	4,01	4,04	4,04	3,97
Fe	11,9	13,8	22,5	25,3
Mg	41,9	44,3	44,6	39,5
Ca	46,3	41,9	32,9	35,2

Примечание. Анализы 1—3 из вгб; 4—6 из андезито-базальта; 7—8 — из андезита; 9, 10 — из океанического толеита. Катионный состав пироксенов рассчитывался на 6 атомов кислорода. В этой и таблицах 18—20 Fe, Mg и Ca — в ат. %. Аналитик Г.Н. Муравицкая.

Таблица 10

Химический и катионный составы оливинов изученных пород

Компонент	Высокоглиноземистый базальт						Андезит
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	36,09	39,01	36,96	38,53	38,66	38,70	40,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0,20	0,10	0	0	0,10
FeO	35,64	18,27	29,39	22,40	32,95	20,80	15,51
MgO	27,02	42,40	33,04	38,63	28,06	39,80	43,92
CaO	0,35	0,32	0,41	0,34	0,33	0,26	0,22
Si	1,02	0,99	1,00	1,01	1,05	1,00	1,01
Al	0	0	0,01	0	0	0	0
Fe	0,82	0,39	0,66	0,47	0,75	0,45	0,32
Mg	1,12	1,61	1,33	1,50	1,14	1,54	1,64
Ca	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Σ	2,97	3,00	3,01	2,99	2,95	3,00	2,98
Fa	42,3	19,5	33,2	23,8	39,7	22,6	16,3
Fo	57,7	80,5	66,8	76,2	60,3	77,4	83,4

Примечание. Катионный состав оливинов рассчитывался на 4 атома кислорода. 1, 3, 5 — края, 2, 4, 6 — ядра одних и тех же зерен, соответственно. В этой и табл. 21 Fo и Fa — в мол. %. Аналитик Г.Н. Муравицкая.

5	6	7	8	9	10
51,72	53,30	54,60	51,33	50,90	50,37
0,33	0	0,13	0,37	0,49	0,30
1,09	1,48	0,60	0,70	3,34	5,70
23,38	14,58	24,29	16,12	6,43	7,48
18,82	29,46	18,57	12,35	17,69	19,18
4,66	1,18	1,61	9,13	20,93	16,72
0	0	0	0	0,29	0,24
0	0	0	0	0	0
1,96	1,92	2,04	1,96	1,85	1,82
0,04	0,06	0	0,03	0,14	0,13
0,01	0	0,03	0	0	0,06
0,01	0	0	0,01	0,01	0,01
0,74	0,44	0,76	0,52	0,20	0,23
1,06	1,58	1,04	0,70	0,96	1,03
0,19	0,04	0,06	0,78	0,82	0,65
0	0	0	0	0,02	0,01
4,01	4,04	3,93	4,01	4,00	3,99
37,2	21,4	40,9	26,0	10,1	12,0
53,3	76,7	55,9	35,0	48,5	53,9
9,5	1,9	3,2	39,0	41,4	34,1

Таблица 11

Химический состав магнетитов изученных пород

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	0,96	0,94	1,27	0,49	2,20
TiO <sub>2</sub>	19,84	20,81	23,97	14,18	19,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	0,48	0,64	2,40	3,04
FeO	75,58	76,71	72,74	80,73	74,14
MgO	1,39	0,85	1,17	2,07	0,31
CaO	0,21	0,21	0,21	0,13	0,41

Примечание. 1 — из вгб, 2 и 3 — из андезито-базальта, 4 — из андезита (все три — М. Семячик), 5 — из океанического толеита (обр. 480). Аналитик Г.Н. Муравецкая.

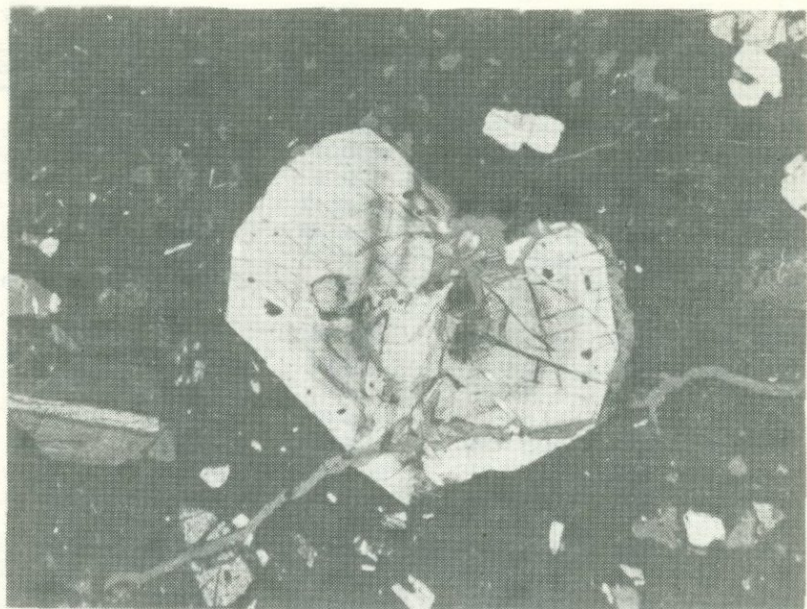


Рис. 14. Вкрапленник плагиоклаза II в андезите М. Семячика. Видны более мелкие порфиновые выделения плагиоклаза I .  $22\times$ , с анализатором

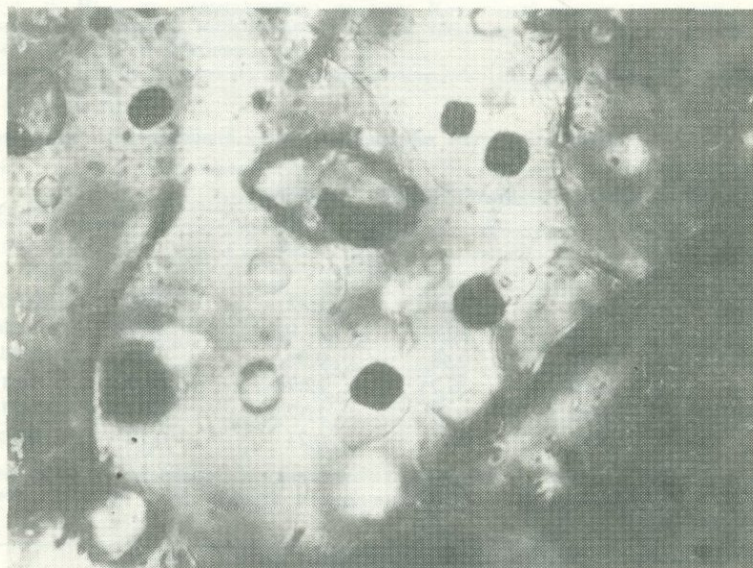


Рис. 15. Включения рудного (черное) и оливина (рядом с рудным и отдельно, в виде округлых зерен) в плагиоклазе II андезита М. Семячика.  $320\times$ , без анализатора

рого типа имеет состав, близкий к анортиту (табл. 8), и составляет примерно 10 об. % из 14, приходящихся на долю плагиоклаза в модальном составе породы.

Среди темноцветов преобладает моноклинный пироксен авгитового ряда (табл. 9). Ортопироксен гиперстенового состава встречается значительно реже.

Магнезиальный оливин (табл. 10) обнаружен эпизодически, будучи постоянно приурочен к скоплениям кристаллов плагиоклаза второго типа, клинопироксена и рудного. Наличие подобных кристаллических образований вообще характерно для щелочноземельных андезитов [131].

Рудный минерал характеризуется несколько пониженным содержанием  $TiO_2$  (табл. 11) и является титаномагнетитом.

### Вулкан Маунт Худ, Орегон, США\*

Вулкан Маунт Худ расположен в пределах Каскадных Гор, цепью протянувшихся вдоль западной окраины США (штаты Калифорния, Орегон, Вашингтон). Сведения о геологическом строении этого района взяты нами из работы У. Вайса [254].

Основание Каскадных Гор сложено метаморфическими породами, которые смяты в напряженные складки северо-западного простирания, разбиты многочисленными трещинами и прорваны мелкими интрузиями основного и среднего состава. Возраст пород фундамента предположительно дотретичный.

Складчатая толща древних отложений местами несогласно перекрывается мощными покровами толеитовых базальтов Колумбия Ривер, которые подверглись смятию и дроблению на блоки в доплиоценовое время. Начиная с позднего миоцена на этом фундаменте формируется цепь вулканов, лавами которых образован протяженный пояс Высокие Каскады. Его составной частью является вулкан Маунт Худ, действующий с перерывами с позднего миоцена—раннего плиоцена до голоцена.

Обширная постройка этого вулкана сложена преимущественно оливиновыми и пироксеновыми андезитами, среди которых встречаются и более основные (оливиновые базальты) и более кислые (роговообманковые дациты) разновидности, гораздо менее распространенные.

Андезит Маунт Худ — порфировая порода с вкрапленниками плагиоклаза, пироксенов, оливина и рудного минерала. Основная масса пилотакситовой структуры сложена лейстами плагиоклаза, мелкими зернами пироксена и рудного минерала.

Большая часть порфировых выделений представлена плагиоклазом. Характерно присутствие крупных изометричных зональных зерен плагиоклаза с многочисленными включениями посторонних фаз наряду с более мелкими призматическими вкрапленниками этого минерала, часто обладающими полисинтетическими двойниками. На основании оптических данных последний содержит от 30 до 50 мол. % анортита, причем наиболее кислый состав отмечен для микропорфировых выделений водяно-прозрачного плагиоклаза. Несколько реже в порфировых выделениях встречается ортопироксен (гиперстенового ряда), еще реже — клино-

\* Андезит из этого вулкана довольно подробно изучен Д. Эгглером и К. Бернемом [122] при давлении до 10 кбар и различном содержании воды, а также при 1 атм в безводных условиях. Последние данные служили нам своеобразным "эталоном" для контроля за условиями экспериментов при 1 атм.

пироксен (типа авгита) и рудный (магнетит). Очень редко во вкрапленниках отмечается оливин, присутствующий в виде округлых зерен.

Химический и нормативный состав породы приведены в табл. 6, ан. 5. Составы плагиоклаза и ортопироксена из вкрапленников приведены в работе [122].

### ЮЖНЫЙ СКЛОН БЕРМУДСКОГО ПОДНЯТИЯ (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

Данные глубоководного бурения на южном склоне Бермудского поднятия (рейсы 52 и 53 нис "Гломар Челленджер") показали, что верхний, осадочный, комплекс имеет мощность до 325 м, залегает на поверхности измененных базальтов и состоит из двух горизонтов [152].

Верхний горизонт (мощность примерно 210 м): пелагические глинистые осадки; окраска коричневая до серой. На уровне 160–170 м содержат тонкие прослои эоценовых радиоляриевых глин. Венчают верхнюю пачку отложения наноглин голоценового возраста.

Нижний горизонт: переслаивание темно-серых немых пелагических глин с пиритом и светло-голубых наноглин и глинистых илов. Возраст отложений — поздний апт—верхний сеноман; мощность около 120 м. Осадки, непосредственно перекрывающие базальты, имеют отчетливую косую слоистость под углом 10–15°.

Нижележащий комплекс, пройденный скважинами на глубину порядка 300 м, представляет собой чередование многочисленных слоев подушечных базальтовых лав, потоков массивных базальтов и прослоев брекчий. Мощность отдельных слоев колеблется от нескольких метров до первых десятков метров. Подушечные базальты и их брекчии составляют примерно 80% изученной части этого комплекса; остальное приходится на долю плотных разновидностей.

Базальты южного склона Бермудского поднятия — темно-серые порфиновые породы, наиболее измененные разновидности которых имеют зеленовато-серую окраску. Текстура плотная, реже пористая, но количество пор не превышает 1–3%.

Большинство пород содержит 5–10% вкрапленников. Афировые разновидности иногда встречаются в подушечных базальтах, но и там они слагают наружные зоны мощностью не более нескольких сантиметров.

Преобладающий минерал вкрапленников — плагиоклаз, его в 6–8 раз больше, чем оливина или клинопироксена. В порфиновых выделениях он представлен идиоморфными зернами размером до 8–15 мм. Зональность обычно нормальная. Нередко содержит включения стекла. Вкрапленники оливина составляют 1% и лишь в низах изученной части разреза базальтового комплекса их количество возрастает до 3%. Размер не превышает 1–3 мм. Отмечаются гломеропорфиновые скопления оливина и плагиоклаза. Клинопироксен в порфиновых выделениях в виде округлых зерен до 5 мм в поперечнике встречается довольно редко (менее 1%). В нижних слоях почти постоянно, но в очень небольшом количестве, встречаются микропорфиновые выделения шпинели в виде красно- или зеленовато-коричневых кристаллов размером до 0,2 мм. Там же шпинель образует включения в плагиоклазе и оливине. Основная масса содержит все эти минералы, а также незначительное количество рудного минерала и стекла. Последнее часто девитрифицировано.

Наиболее характерными структурами основной массы являются интерсертальная и так называемая "закалочная". Последняя отлича-

ется присутствием зерен клинопироксена, пронизанных магнетитом и образующих перистые или радиально-лучистые пучки. В некоторых разновидностях основная масса имеет субофитовую структуру.

Изменения, которым в той или иной степени подвержены породы по всему разрезу, вызваны процессами, обычными при взаимодействии базальтов с морской водой при низкой температуре. Оливин почти всегда замещен смектитом (агрегатом глинистых минералов монтмориллонитового ряда), иногда кальцитом. Основная масса также превращена в смектит. Пустоты часто заполняются смектитом и нередко имеют кальцитовое ядро. Иногда встречающиеся трещины заняты кальцитом и реже смектитом и пиритом.

По химическому составу все базальты изученной части нижнего комплекса относятся к толеитовым базальтам океанической оливин-базальтовой формации [30, 44].

Основным критерием при выборе образца океанического толеита служила степень вторичного изменения породы — она должна была быть минимальной. Химический состав толеитов океанического дна сравнительно мало изменчив, в связи с чем опасности остановить свой выбор на породе, состав которой резко отличен от среднего состава океанического толеита, не возникало.

**Океанический толеит**, обр. 480 (418 А—86—1, 14—19 см) — порода (табл. 6, ан. 4), по химизму близкая к среднему толеитовому базальту океанической оливин-базальтовой формации [30]. Содержит почти 20% вкрапленников преимущественно плагиоклаза, в гораздо меньших количествах — оливин, микроклин и рудный минерал (табл. 7, ан. 4). Нормативный состав предусматривает наличие гиперстена в породе (~ 3,5 %), однако для подавляющего большинства океанических толеитов характерно отсутствие этого минерала в модальном составе.

Состав плагиоклаза приведен в табл. 8. Наиболее основные разновидности содержат включения неомогенного пироксена. Клинопироксен имеет состав авгита (табл. 9). Рудный минерал представлен титано-магнетитом (табл. 10).

#### ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКИЙ ЖЕЛОБ (ЮЖНО-МЕКСИКАНСКОЕ СЕЧЕНИЕ)

Скважина 487 пройдена в ходе 66-го рейса нис "Гломар Челленджер" в северной части плиты Кокос, на обращенной к океану стороне Центрально-Американского желоба.

В разрезе скважины выходят (сверху вниз): серо-зеленые илы, сложенные глинистым и алевритовым материалом, в составе которого отмечается кварц; полевые шпаты, вулканическое стекло, возраст — плейстоцен, мощность — 115 м; бурые пелагические глины с прослоями вулканического пепла, возраст — миоцен—плиоцен, мощность — 55 м; базальты оливин-плагиофировые, плагиофировые и афировые, мощность более 2 м.

Осадки в состоянии естественной влажности содержат до 46 вес. % поровой воды и при нагревании (до 110°С) теряют не только воду, но и другие летучие компоненты — фтор и хлор. Поскольку среди осадков скв. 487 количественно преобладают серо-зеленые илы, для экспериментов из средней части илового горизонта взят образец 487—10—3, 48—50 см, который по содержанию основных компонентов довольно близок среднему составу илов (табл. 6, ан. 6).

Изверженные породы скв. 487 по химизму могут быть подразделены



на нормальные толеитовые базальты (афировые и оливин-плаггиофировые) и высокоглиноземистые (плаггиофировые). На долю оливин-плаггиофировых разностей приходится 2/3 длины базальтового керна, и поэтому для совместных опытов с осадочным материалом выбран образец 487—20—2, 50—56 см именно такого базальта, являющийся в достаточной мере типичным (табл. 6, ан. 7).

Заканчивая петрохимическую характеристику пород, предназначенных для экспериментального изучения, следует отметить наиболее важные их особенности. В описанных щелочноземельных породах М. Семячика в первую очередь обращает на себя внимание отсутствие амфиболов или других первичных водосодержащих кристаллических фаз в минеральном составе. Наряду с незначительным содержанием воды, по данным химического анализа этих пород, указанная особенность свидетельствует о сравнительной сухости щелочноземельной магмы М. Семячика, что отмечается в работах О.Б. Селянгина [57, 59—61]. Другая особенность — наличие в этих породах высококальциевого плаггиоклаза, кристаллы которого содержат многочисленные включения стекла и минеральных фаз. Значение этого факта, отмечавшегося ранее рядом исследователей в связи с проблемой гомогенных включений [38—40, 57, 60], для раскрытия механизма формирования щелочноземельной серии М. Семячика будет показано ниже.

Надо подчеркнуть присутствие ромбического пироксена в составе пород щелочноземельной серии и его отсутствие в океаническом толеите. Это различие существенно для понимания закономерностей дифференциации магм этих серий.

## ГЛАВА 3

### МЕТОДИКА И АППАРАТУРА

#### ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ В ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТАХ

Прежде чем описывать методику экспериментов, применяемую в настоящей работе, нужно остановиться на некоторых общих методических вопросах экспериментального изучения горных пород и рассмотреть, как они решались другими исследователями.

В одной из наиболее ранних работ по плавлению горных пород [225] уже был вскрыт ряд серьезных методических проблем, которые однозначно не решены до настоящего времени. К ним, в первую очередь относятся проблемы достижения равновесия и неизменности валового состава исходного вещества в ходе экспериментов при высоких температурах и давлениях. Позже методические вопросы, в той или иной мере освещенные в большинстве работ по экспериментальному плавлению и кристаллизации щелочноземельных и других пород, наиболее полно и всесторонне были рассмотрены в работах Г. Йодера и К. Тилли [26], Б. Майсена и др. [188], Д. Грина [135], Ч. Стерна и П. Уилли [231], Б. Майсена и А. Бетчера [33] и некоторых других.

**Достижения условий равновесия.** Для решения вопроса о достижении равновесия в ходе того или иного петрологического эксперимента чаще всего применяют два критерия. Во-первых, используют так называемый критерий "подхода сверху и снизу" к заданным условиям эксперимента и, во-вторых, изменяют длительность опытов при постоянстве всех про-

чих условий. Получение идентичных результатов в ходе двух смежных опытов свидетельствует о достижении равновесия при заданных условиях.

Из общих представлений очевидно, что достижение условий равновесия сильно зависит от температуры и давления, а также от состава исследуемого вещества. Необходимо отметить, что существуют различные степени достижения равновесия: наличие определенных фаз — равновесное распределение компонентов между фазами — равновесное распределение компонентов в пределах каждой фазы. Последняя степень, близко соответствующая полному равновесию, не достигается в большинстве петрологических экспериментов.

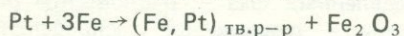
При изучении общих закономерностей процессов плавления и кристаллизации горных пород для оценки достижения равновесия обычно используют длительность опыта. Однако среди петрологов-экспериментаторов разных школ существуют серьезные разногласия относительно того, достижимо ли равновесие в случае использования в качестве исходного материала тщательно растертого порошка горной породы или методически правильнее проводить опыты с искусственной смесью окислов, отвечающей по составу изучаемому природному аналогу. Смесью окислов при этом может быть взята в виде порошка или предварительно сплавлена в стекло и вновь раздроблена. Не вдаваясь в обсуждение "за и против" каждого из этих приемов, отметим, что советские и большинство американских исследователей [12, 20, 25, 33, 48, 52, 147, 164, 172, 185, 186, 231, 234 и др.] экспериментируют с природными образцами, считая, что при размере зерен меньше 10 мкм в длительных опытах достигается вполне достаточная степень равновесия. Австралийские исследователи придерживаются другого мнения и в ряде специальных работ [133—135, 206] показали, что в безводных условиях реликты первичных минералов устойчивы до 1100°С и только при избытке газовой фазы (16—22 вес.% H<sub>2</sub>O) при закалке вокруг них образуется тонкая пленка стеклообразного аморфного вещества. Иногда в этих пленках появляются кристаллы новой фазы (чаще всего амфибола в условиях насыщения водой), но такая новая кристаллизация происходит из ограниченной части системы и наверняка не может рассматриваться как равновесная для данного валового состава [135].

Тем не менее результаты наших экспериментов, а также многочисленные литературные данные говорят о том, что для решения задач большинства петрологических экспериментов допустимо применение природного исходного материала, особенно в длительных опытах при близкиевидусных температурах, как в настоящей работе.

**Изменение состава исходного вещества в ходе опыта.** Проведению длительных опытов, необходимых для достижения более полного равновесия, препятствует существенное изменение химического состава исходного вещества при высоких температурах. Главным образом это связано с присутствием в образцах элементов переменной валентности, в основном железа, и выражается в уменьшении общего содержания железа вследствие взаимодействия его с благородным металлом контейнера, а также в изменении величины FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В связи с этим даже предложено заменять железо в петрологических экспериментах кобальтом, так как по химическим свойствам они довольно близки, но активность металлического кобальта по отношению, например, к платине гораздо ниже [111].

**Проблема контейнеров.** Материал контейнеров для исходного вещества должен обладать высокой термостойкостью и низкой химической активностью, а также обеспечивать надежную герметизацию образца.

Поэтому в большинстве петрологических экспериментов с железосодержащими системами применение контейнеров из Fe, Mo, Co, Ni, Au, Ag, а также из огнеупорной керамики и графита невозможно. Наиболее пригодный материал — платина, хотя при  $T > 800^\circ\text{C}$  она образует с железом серию твердых растворов по схеме



[143], на что впервые обратили внимание Р. Сосман и Дж. Хостетер [26].

Потери железа в платиновых контейнерах зависят главным образом от температуры и летучести кислорода, длительности опыта и содержания железа в исходном материале [157]. По данным разных авторов, эта величина изменяется в широких пределах — от 2 до 97% [25, 133, 134, 179, 180, 187, 189, 213, 210 и др.]. Хотя наибольшее обеднение железом исходного материала отмечается в опытах с избытком воды, однако вывод, сделанный Р. Мериллом и П. Уайли [180] о том, что истинное равновесие между исходной навеской и Pt-ампулой требует, чтобы железо из навески перешло в платину почти полностью, в значительной мере относится и к близкижидусным опытам в безводных условиях.

Для уменьшения потерь железа, кроме очевидного способа — по возможности сократить длительность опыта, предложено много других. В одних используются Pt-контейнеры определенной формы, размеров, с особым внутренним устройством [133]. Стараясь уменьшить поверхность контакта платины с исходным веществом, плавление проводят в петле или крючке из Pt-проволоки [89, 107, 112, 115, 116, 205 и др.]. Одним из новейших методов борьбы с потерями железа является предварительное насыщение Pt-контейнера или Pt-проволоки железом, проводимое различными способами [121, 126, 157, 244]. Иногда применяют контейнеры не из чистой платины, а из сплавов Pt—Au [88], Pt—Rh [155], но эффективность их невысока, особенно сплава Pt—Au [230]. В этом отношении более пригодны серебропалладиевые сплавы [122, 182, 183, 228, 231], так как в них сочетается свойственная серебру инертность по отношению к железу и высокая термостойкость палладия.

Выше отмечалось, что потери железа в контейнерах из благородных металлов зависят не только от температуры (увеличиваются с ростом  $T$ ), но и от летучести кислорода, существенно сокращаясь при возрастании  $f_{\text{O}_2}$ . Это связано с резким понижением активности железа при повышении летучести кислорода. В таких условиях Pt-контейнеры находят самое широкое применение.

**Поддержание постоянной летучести кислорода в ходе опыта (буферирование).** В предыдущем разделе было показано, что контейнеры из благородных металлов или их сплавов в том или ином количестве поглощают железо из исследуемого образца и окисляют часть оставшегося железа. Со временем количество твердого раствора железа в металле контейнера увеличивается, а величина  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  в образце снижается. Дополнительное окисление происходит за счет кислорода, возникающего при термической диссоциации воды, содержащейся в исходном веществе. При этом водород покидает систему сквозь стенки контейнера. Следовательно, данные, полученные в результате подобных экспериментов, будут в значительной мере искажены.

Чтобы контролировать степень окисленности железа в ходе опыта, необходимо создать в системе определенную летучесть кислорода и поддерживать ее на постоянном уровне в течение всего эксперимента. Для этой цели применяют кислородные буферы в виде смесей твердых [124] или газообразных [223] веществ.

Рис. 16. Изобары равновесной летучести кислорода для различных буферов

Пунктир — для 1 кбар, сплошная — для 12 кбар. Данные для буфера графит—газ: 1 — наши, 2 — по [127], 3 — по [255]. Для остальных буферов рассчитано по [85, 127]

Здесь мы рассмотрим только твердофазовые кислородные буферы, хотя в практике применяются и те и другие.

Кислородный буфер представляет собой совокупность твердых фаз, связанных между собой реакциями типа  $A = B + O_2$  или  $A + B = C + O_2$ , и при заданных температуре и давлении характеризуется определенной величиной летучести кислорода.

Наиболее употребительные твердофазовые буферы можно объединить в три группы. Группа окисно-металлических буферных смесей включает буферы, состоящие из двух твердых фаз, представляющих собой различные окислы какого-либо одного металла с переменной валентностью. Это буферы на основе железа: магнетит—гематит, магнетит—вюстит, магнетит—железо, вюстит—железо; никеля: никель—бунзенит [124, 125]; марганца: браунит—пирролюзит, гаусманит—браунит, марганит—пирролюзит, марганец—манганит [85, 149, 235]; молибдена:  $Mo-MoO_3$  [250]; кобальта:  $Co-CoO$  [105, 184]. К группе силикатсодержащих буферов относятся смеси кварц—фаялит—магнетит и кварц—фаялит—железо [105, 125, 144, 256]. В третью группу входит буфер графит—газ [127, 236, 255].

Для буферов первых двух групп величина  $f_{O_2}$  может быть рассчитана по следующему эмпирическому уравнению:

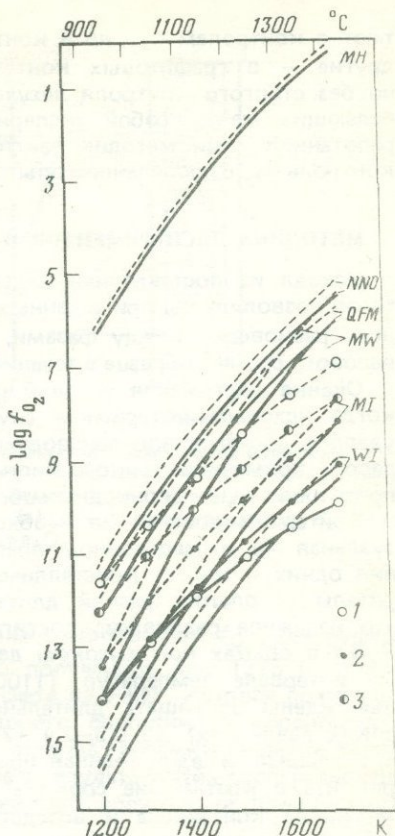
$$\log f_{O_2} = -A/T + B + C \frac{P-1}{T} \quad (T, K, P, \text{бар}).$$

Значения коэффициентов  $A, B, C$  для отдельных буферных смесей приведены во многих работах [85, 105, 125 и др.]. Расчет  $f_{O_2}$  для буфера графит—газ ведется по несколько иному уравнению [127]:

$$\log f_{O_2} = -20586/T - 0,044 + \log P - 0,028 (P - 1)/T.$$

На рис. 16 показан диапазон величин  $f_{O_2}$ , создаваемых некоторыми буферами. Видно, что в каждом случае летучесть кислорода резко возрастает с повышением температуры, тогда как давление чаще всего существенного влияния не оказывает. Исключение составляет буфер графит—газ, так как газовая фаза здесь входит непосредственно в состав буферной смеси.

Рассмотренные выше приемы позволяют во многих случаях решить основные методические трудности. При этом одни исследователи рабо-



тают с контролем  $f_{O_2}$ , но в контейнерах, взаимодействующих с шихтой, другие — в графитовых контейнерах (в твердофазовых установках), но без строгого контроля летучести кислорода, поэтому получение совпадающих между собой экспериментальных данных затруднено. В разработанной нами методике экспериментов сделана попытка совместить контроль  $f_{O_2}$  с проведением опытов в графитовых контейнерах.

## МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ И АППАРАТУРА ДЛЯ ИХ ПРОВЕДЕНИЯ

Исходя из поставленных задач, нам требовалась такая методика, которая позволила бы при заданных  $T$ ,  $P$  и  $f_{O_2}$  обеспечить достижение реального равновесия между фазами, а также свести к минимуму изменение валового состава образца в течение опыта.

Оценка достижения условий равновесия. В серии поисковых опытов, когда исходным материалом служила искусственная смесь окислов, не удалось добиться воспроизводимых результатов. Поэтому в дальнейшей работе применяли тонкозернистые препараты (размер зерен 5–7 мкм), приготовленные из природных образцов.

Критерием достижения необходимой степени равновесия служила визуальная (в иммерсионном препарате) оценка неизменности соотношения одних и тех же кристаллических фаз и стекла в продуктах предварительных опытов разной длительности. При этом было установлено, что надежное равновесие достигалось в зависимости от температуры за 5–6 ч в опытах при высоком давлении и за 15–20 ч при 1 атм. В этом же интервале температур (1100–1300°С) другие исследователи были вынуждены сокращать длительность экспериментов (особенно при высоких давлениях) до 0,5–2 ч [25, 33, 139 и др.]. Выше было показано, что главная и единственная причина необходимости проведения эксперимента в кратчайшие сроки — взаимодействие железа с благородным металлом контейнера и вследствие этого изменение валового состава образца в ходе опыта. Исследователь полагает в замкнутый круг — надежное достижение равновесия требует достаточной длительности эксперимента, но при этом резко возрастают потери железа. Сокращая выдержку образца при заданных  $T$  и  $P$ , можно уменьшить потери железа, но достичь условий равновесия в таком опыте, по всей вероятности, невозможно.

**Контейнеры и буферные смеси.** Для разрешения этой дилеммы мы предприняли следующее.

Во-первых, в условиях низкой  $f_{O_2}$ , когда активность железа особенно высока, предотвратили контакт исходного вещества с платиновой ампулой, помещая образец в графитовый контейнер. Во-вторых, при использовании буфера никель—бунзенин до 1100°С применяли для образца ампулы из серебропалладиевого сплава  $Ag_{40}Pd_{60}$ , который поглощает железо в гораздо меньших количествах, чем платина [183], а при  $T > 1100^\circ\text{C}$  для этих целей брали платиновые ампулы, предварительно насыщенные железом в равновесии с исходной породой. В-третьих, сравнительно высокая летучесть кислорода, создаваемая буфером магнетит—гематит, позволяла размещать образцы в обычных Pt-ампулах.

В опытах одной из предварительных серий исследуемое вещество помещалось в графитовый контейнер. От компримирующей среды (инертного газа) образец в этом случае не изолировался. Взаимодействие между графитом и окислами железа, которые содержатся в образце, создает резко восстановительную обстановку:



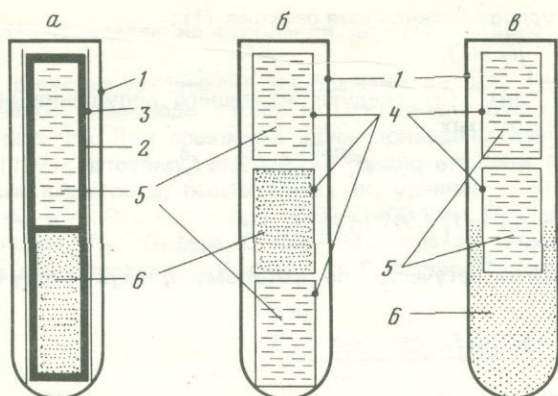


Рис. 17. Схематическое изображение образца для опытов с различными буферами

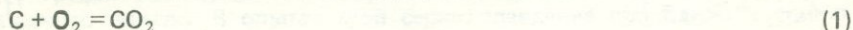
1 — наружная Pt-ампула; 2 — графитовый контейнер (а); 3 — внутренняя Pt-ампула, 4 — внутренние ампулы с исходным веществом из сплава  $Ag_{40}Pd_{60}$  или Pt, предварительно насыщенной железом (б), из платины (в); 5 — исходное вещества; 6 — материал буфера: а —  $Fe_2O_3$ , б — Ni + NiO, в — Fe +  $Fe_2O_3$

Летучесть кислорода в таких опытах ниже равновесной  $f_{O_2}$  для буфера вюстит—железо. Было установлено, что полученное при  $1275^\circ C$  стекло содержит менее 1 вес.% железа (в пересчете на FeO), которое почти полностью восстанавливается до элементарного состояния и обособляется в виде мелких капель на поверхности образца, соприкасающейся с графитом. Очевидно, что данные, полученные в результате этих экспериментов, сильно искажены и поэтому для дальнейшего обсуждения привлекаться не будут.

В опытах с буфером C—CO—CO<sub>2</sub> графитовый контейнер использовался для размещения как исходного материала, так и навески гематита (рис. 17, а).

Для этого буфера мы рассчитали величины летучести кислорода, углекислого газа и окиси углерода, а также мольные доли последних в газовой смеси при 1200—1700 К и 1, 4, 8 и 12 кбар.

Рассмотрим реакции окисления графита:



Химические потенциалы  $\mu$  веществ, участвующих в этих реакциях, выражаем в виде

$$\mu_{CO_2} = \mu_{CO_2}^{(P=1)} + RT \ln f_{CO_2}, \quad (3)$$

$$\mu_{CO} = \mu_{CO}^{(P=1)} + RT \ln f_{CO}, \quad (4)$$

$$\mu_C = \mu_C^{(P=1)} + \int_1^P V_C dP, \quad (5)$$

$$\mu_{O_2} = \mu_{O_2}^{(P=1)} + RT \ln f_{O_2} \quad (6)$$

и записываем условие равновесия реакции (1):

$$\mu_{\text{CO}_2} - \mu_{\text{O}_2} - \mu_{\text{C}} = 0. \quad (7)$$

Равенства (3), (4), (5) следуют из нашего допущения об идеальности растворов, для которых

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln X_i. \text{ Но } \mu_i^0 = \mu_i^{(P=1)} + RT \ln f_i^0, \text{ и тогда}$$

$$\mu_i = \mu_i^{(P=1)} + RT \ln f_i^0 + RT \ln X_i.$$

Учитывая правило летучести, по которому  $f_i = X_i f_i^0$ , получаем в общем виде

$$\mu_i = \mu_i^{(P=1)} + RT \ln f_i.$$

Интегрируя (5) при условии  $V_C = \text{const}$  и подставляя (3), (4), (5) и (6) в (7), получим

$$\mu_{\text{CO}_2}^{(P=1)} + RT \ln f_{\text{CO}_2} - \mu_{\text{O}_2}^{(P=1)} - RT \ln f_{\text{O}_2} - \mu_{\text{C}}^{(P=1)} - V_C(P-1) = 0. \quad (8)$$

Принимая во внимание, что  $\mu_{\text{CO}_2}^{(P=1)} - \mu_{\text{O}_2}^{(P=1)} - \mu_{\text{C}}^{(P=1)} = \Delta G_1^{(P=1)}$ , перепишем (8) в виде

$$\Delta G_1^{(P=1)} = RT \ln K_1 = RT \ln f_{\text{O}_2} - RT \ln f_{\text{CO}_2} + V_C(P-1). \quad (9)$$

Отсюда находим выражение для летучести углекислого газа ( $f_{\text{CO}_2}$ ):

$$\ln f_{\text{CO}_2} = \{-\Delta G_1^{(P=1)} + V_C(P-1)\} / RT + \ln f_{\text{O}_2} \text{ и}$$

$$f_{\text{CO}_2} = \left\{ \exp[-\Delta G_1^{(P=1)} + V_C(P-1)] / RT \right\} f_{\text{O}_2}. \quad (10)$$

Точно так же выражаем летучесть окиси углерода ( $f_{\text{CO}}$ ) для реакции (2):

$$f_{\text{CO}} = \left\{ \exp[-\Delta G_2^{(P=1)} + V_C(P-1)] / RT \right\} (f_{\text{O}_2})^{1/2}. \quad (11)$$

Предположим, что газовая смесь внутри Pt-ампулы состоит только из углекислого газа и окиси углерода, т.е.

$$X_{\text{CO}_2} + X_{\text{CO}} = 1. \quad (12)$$

Тогда, заменив в (12) мольные доли компонентов ( $X$ ) отношениями летучестей (см. правило летучести), имеем

$$X_{\text{CO}_2} = f_{\text{CO}_2} / f_{\text{CO}_2}^0 \text{ и } X_{\text{CO}} = f_{\text{CO}} / f_{\text{CO}}^0.$$

Заменяя  $f_{\text{CO}_2}$  на (10) и  $f_{\text{CO}}$  на (11), получаем уравнение второй степени относительно  $f_{\text{O}_2}$ :

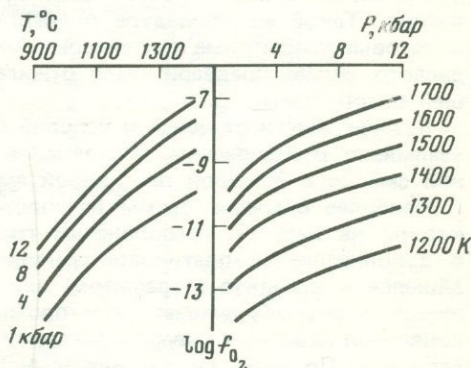
$$\left\{ \exp[-\Delta G_1^{(P=1)} + V_C(P-1)] / RT \right\} / f_{\text{CO}_2}^0 \left\{ f_{\text{O}_2} + \right. \\ \left. + \left\{ \exp[-\Delta G_2^{(P=1)} + V_C(P-1)] / RT \right\} / f_{\text{CO}}^0 \right\} (f_{\text{O}_2})^{1/2} - 1 = 0. \quad (13)$$

Необходимые для расчетов значения  $\Delta G_1$ ,  $\Delta G_2$ ,  $\gamma_{\text{CO}_2}$  и  $\gamma_{\text{CO}}$  взяты из работы Ю.П. Мельника [43] и были интерполированы до 1700 К. Расчет

величины  $V_C (P-1)$  сделан на основании данных Р. Керна и А. Эайсброда [28].

Результаты расчетов графически изображены на рис. 18. Кроме того, изобары летучести кислорода 1 кбар и 12 кбар для буфера С—СО—СО<sub>2</sub> показаны на рис. 16. Для сравнения здесь приведены данные Б. Френча и Г. Эгстера [127] по этому же буферу. Видно хорошее совпадение величин летучести кислорода, рассчитанных по уравнению (13) и полученных Б. Френчем и Г. Эгстером при 1200—1400 К и  $P \leq 1$  кбар. Однако, по нашим данным,  $f_{O_2}$  буфера С—СО—СО<sub>2</sub> гораздо сильнее зависит от давления, чем это определили Б. Френч и Г. Эгстер. Такое существенное

Рис. 18. Изобары и изотермы летучести кислорода для буфера С—СО—СО<sub>2</sub>, рассчитанные по уравнению (13)



расхождение вызвано тем, что при выведении аппроксимирующего выражения для  $\log f_{O_2}$  эти исследователи воспользовались несколькими грубыми приближениями. Так, они считали, что при  $P > 100$  бар газовое давление создается только углекислотой, а зависимость  $\Delta G_1$  от температуры имеет линейный характер. Поэтому наши расчеты, учитывающие присутствие окиси углерода в газовой фазе буфера графит—газ и основанные на более надежных термодинамических данных, реальнее отражают характер изменения  $f_{O_2}$  для буфера С—СО—СО<sub>2</sub> при высоких  $T$  и  $P$ .

С буфером никель—бунзениит проведено две серии опытов. В одной из них использовали обычную смесь никеля и бунзениита, в другой буферная смесь состояла из бунзениита и графита в такой пропорции, чтобы весь графит расходовался на восстановление части бунзениита до металлического никеля. В опытах этой серии плавление проходило в присутствии газовой фазы СО + СО<sub>2</sub>. При этом исходное вещество размещалось либо в ампулах из серебропалладиевого сплава, либо в платиновых ампулах, предварительно насыщенных железом.

В ходе опытов было установлено, что контейнеры из сплава Ag<sub>40</sub>Pd<sub>60</sub> нельзя использовать в длительных (сутки и более) экспериментах при температурах выше примерно 1100°С, а при температуре более 1180° даже и в краткосрочных опытах:

$T, ^\circ\text{C}$	1140	1135	1185	1225	1120	1060	1175	1180
$P, \text{кбар}$	0	4	4	12	0	4	4	12
$t, \text{ч}$	20	52	8	5	170	91	9	5
	Сплав разрушается				Сплав устойчив			

В опытах с буфером магнетит—гематит буферную смесь составляли из Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe в пропорции, обеспечивающей наличие избыточного количества гематита в смеси.



Андезит Маунт Худ, кроме того, отдельными опытами изучен при 13–20 кбар и 910–970°С в условиях избытка воды в системе. В этих опытах для шихты использовали золотые ампулы.

Применение рассмотренных выше методических приемов позволило проводить весьма длительные эксперименты в условиях контролируемой летучести кислорода при минимальных изменениях валового состава исходного вещества, что необходимо для получения надежных экспериментальных данных.

**Подготовка образца для опыта.** Методы изучения продуктов эксперимента. Исходную горную породу, измельченную до размера зерен 5–7 мкм, пять минут прокаливали при 900°С и хранили затем в эксикаторе. Такой же процедуре подвергали компоненты буферных смесей и готовые графитовые контейнеры. Ампулы из платины и серебропалладиевого сплава предварительно отжигали для придания материалу большей пластичности.

В зависимости от целей и условий опыта применяли различные схемы взаимного расположения контейнеров с исходным веществом и буферной смесью в большой платиновой ампуле.

Наиболее обычные схемы расположения внутренних контейнеров показаны на рис. 17. Расположение графитового контейнера (рис. 17, а) в дополнительной платиновой ампуле вызвано тем, что платина, находящаяся в контакте с графитом, при высокой температуре науглероживается и резко ухудшает свои прочностные характеристики вплоть до появления сквозных каверн и зияющих трещин, особенно при повышенном давлении. По этой же причине и буферные смеси на основе бунзенита помещаются в отдельные платиновые ампулы (рис. 17, б). Обойтись одной, даже сравнительно толстостенной, платиновой ампулой, особенно в длительных опытах, невозможно. В случае буфера магнетит–гематит буферная смесь может загружаться прямо на дно большой Pt-ампулы (рис. 17, в).

Полностью снаряженный образец выдерживали 0,5–1 ч при 110°. Потом внешнюю ампулу заваривали электродуговой сваркой и взвешивали на аналитических весах с точностью до 1 мг до опыта и после для подтверждения герметичности.

Количество исходного материала не превышало 50 мг; навеска буферной смеси составляла 50–100 мг.

Тщательно извлеченные продукты эксперимента прежде всего изучали с помощью бинокулярной лупы. Затем из части материала делали иммерсионный препарат для петрографического исследования. Химический состав сосуществующих фаз в продуктах опыта определяли на микроанализаторе MS-46. Для этого использовали как полированные, так и прозрачно-полированные шлифы. Последние оказались гораздо более удобными в работе благодаря сравнительной легкости диагностирования фаз на микрозонде. Кроме того, изучение прозрачно-полированных шлифов в проходящем свете позволило получить более полное представление о петрографических особенностях искусственных горных пород.

При анализе закалочных стекол на микрозонде происходит испарение щелочей под действием пучка электронов, в результате чего величины содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в анализированном стекле оказываются заниженными [147]. Мы рассчитывали содержания этих элементов в закалочных стеклах на основании пропорций между фазами, фиксируемыми в конкретном опыте, и валовым составом исходной породы. Расчет производился методом наименьших квадратов по принципу последовательных приближений.

Таблица 12

Условия проведения и результаты некоторых опытов при 1 атм

№ опыта	$T, ^\circ\text{C}$	$-\log f_{\text{O}_2}$	$\tau$ , сут	Результаты
Высокоглиноземистый базальт, М. Семячик				
94	1275	7,02	1	gl
91	1250	7,28	2	gl, Plg, Mt
91	1250	1,95	2	gl*, Plg*, Mt
87	1200	2,50	8	gl, Plg*, Mt*
93	1160	8,30	8	gl*, Plg*, Cpx*, Ol*, Mt
Андезито-базальт, М. Семячик				
91	1250	7,28	2	gl, Plg (следы)
91	1250	1,95	2	gl, Plg (следы), Mt
88	1230	7,50	3	gl*, Plg*, Mt (мало)
87	1200	7,83	8	gl*, Plg*, Mt*
93	1160	2,97	8	gl*, Plg*, Px, Mt*
84	1120	8,80	7	gl, Plg, Px, Mt
Андезит, М. Семячик				
89	1250	7,28	3	gl*
89	1250	1,95	3	gl*
87	1200	7,83	8	gl*, Plg*
87	1200	2,50	8	gl*, Plg*, Mt
83	1140	3,22	1	gl*, Plg*, Opx*, Mt
Андезит, Маунт Худ, Орегон, США				
89	1250	7,28	3	gl, Plg (следы)
89	1250	1,95	3	gl, Plg, (следы)
93	1160	8,30	8	gl, Plg, Px (следы)
93	1160	2,97	8	gl, Plg, Px (следы), Mt
84	1120	8,80	7	gl, Plg, Opx, Mt
Океанический толеит, обр. 480				
91	1250	7,28	2	gl
91	1250	1,29	2	gl, Mt (следы)
98	1230	7,50	3	gl, Ol (следы)
87	1200	2,50	8	gl'', Ol, Plg*, Mt*
87	1200	7,83	8	gl, Ol, Plg, Mt
93	1160	8,30	8	gl*, Ol*, Plg*, Cpx*, Mt*

\* — фаза проанализирована на микрозонде.

П р и м е ч а н и е. Летучесть кислорода для буфера никель—бунзениг рассчитывалась по уравнению:  $\log f_{\text{O}_2} = -24709/T + 8,94 + \frac{P-1}{T} \times 0,046$  [85], для буфера

гематит—магнетит:  $\log f_{\text{O}_2} = -24912/T + 14,41 + \frac{P-1}{T} \times 0,019$  [125].

В ряде случаев идентификацию новообразованных фаз в буферных смесях после опыта проводили с помощью рентгенофазового анализа.

**Аппаратура.** Опыты при 1 атм проводились в печи с электрическим нагревателем, обеспечивающим нагрев образца до  $1300^\circ\text{C}$ . Размер печи позволял размещать в безградиентной зоне рабочего пространства сразу несколько (до 10 и более) ампул, которые помещались в барабане из огнеупорного кирпича. Температура в ходе опыта регулировалась термпарой группы ПП-1 с помощью прибора МР-64-02 с точностью  $\pm 10^\circ$ . Контрольная термпара фиксировалась непосредственно в рабочем про-

Таблица 13

Условия проведения и результаты некоторых опытов при 4 кбар

№ опыта	$T, ^\circ\text{C}$	$\tau, \text{ч}$	Бу-фер <sup>1</sup>	$f_{\text{O}_2}^2$ , бар	Результаты
1	2	3	4	5	6
Океанический толеит, обр. 480					
76	1275	6	3		Стекло + Fe
56	1255	8	"		Стекло + <i>OI</i> (мало) + Fe
54	1195	8	"		Стекло + <i>OI</i> + <i>Cpx</i> + Fe
55	1165	7	"		Стекло + <i>OI</i> + <i>Cpx</i> + з.ф. + Fe
75	1275	9	1	$10^{-9,6}$	Стекло
58	1175	7	"	$10^{-10,2}$	Стекло + <i>OI</i> + <i>Cpx</i> + <i>Plg</i> + з.ф.
52	1165	6	"	$10^{-10,4}$	Стекло* + <i>OI</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>Plg</i> * + з.ф.*
60	1145	9	"	$10^{-10,6}$	Стекло + <i>OI</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>Plg</i> * + з.ф.
51	1135	6	"	$10^{-10,7}$	Стекло (мало) + <i>OI</i> + <i>Cpx</i> + <i>Plg</i>
72	1235	9	2	$10^{-7,3}$	Стекло + <i>OI</i> (мало) + <i>Mt</i>
66	1205	7	"	$10^{-7,7}$	Стекло* + <i>OI</i> * + <i>Plg</i> * (мало) + <i>Cpx</i> **
61	1165	6	"	$10^{-8,1}$	Стекло + <i>OI</i> + <i>Plg</i> + <i>Cpx</i> + <i>Mt</i> + з.ф.
62	1150	7	"	$10^{-8,3}$	Стекло* + <i>OI</i> + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>Mt</i> * + з.ф.
Высокоглиноземистый базальт, М. Семячик					
76	1275	9	3		Стекло + Fe
56	1255	8	"		Стекло + <i>Plg</i> (очень мало) + Fe
54	1195	8	"		Стекло + <i>Plg</i> + <i>Cpx</i> (очень мало) + <i>OI</i> + з.ф. + Fe
55	1165	7	"		Стекло (мало) + <i>Plg</i> + <i>Cpx</i> + <i>Opx</i> (?) + <i>OI</i> + з.ф. + Fe
75	1275	9	1	$10^{-9,5}$	Стекло*
69	1215	6	"	$10^{-9,9}$	Стекло + <i>Plg</i> (мало) + з.ф.
58	1175	7	"	$10^{-10,2}$	Стекло* + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + з.ф.
52	1165	6	"	$10^{-10,4}$	Стекло* + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>OI</i> * + з.ф.
60	1145	9	"	-10,6	Стекло (мало) + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>OI</i> * + з.ф.
72	1235	9	2	-7,3	Стекло*
66	1205	7	"	-7,7	Стекло* + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>OI</i> (?) + з.ф.
65	1185	8	"	-7,9	Стекло + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + з.ф.
61	1165	6	"	-8,1	Стекло + <i>Plg</i> + <i>Cpx</i> + <i>Mt</i> + з.ф.
62	1150	7	"	-8,3	Стекло* (мало) + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>OI</i> * (мало) + <i>Mt</i> + з.ф.
Андезит-базальт, М. Семячик					
21	1275	9	3		Стекло + Fe
20	1225	11	"		Стекло + <i>Plg</i> (мало) + Fe
19	1175	12	"		Стекло + <i>Plg</i> + <i>Cpx</i> + Fe
29	1135	8	"		Стекло + <i>Plg</i> + <i>Cpx</i> + <i>Opx</i> (?) + Fe*
75	1275	9	1	-9,5	Стекло*
35	1165	8	"	-10,4	Стекло + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> + <i>Mt</i> (?)
28	1135	10	"	-10,7	Стекло* + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>Opx</i> (?) + з.ф.
33	1105	8	"	-11,0	Стекло* + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>Mt</i> (?)
27	1075	10	"	-11,3	<i>Plg</i> + <i>Cpx</i> + <i>Mt</i> (?)
41	1045	7	"	-11,6	<i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>Opx</i> * + <i>Mt</i> (?)
74	1175	9	2	-8,0	Стекло* + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> (?) + <i>Mt</i>
77	1110	52	"	-8,8	Стекло* (мало) + <i>Plg</i> * + <i>Cpx</i> * + <i>OI</i> (?) + <i>Mt</i> *
Андезит, М. Семячик					
20	1225	11	3		Стекло + <i>Plg</i> (мало) + Fe
19	1175	12	"		Стекло + <i>Plg</i> + Fe

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	5	6
22	1135	11	"		Стекло + $Plg + Cpx + Opx + Fe$
75	1275	9	1	-9,5	Стекло*
43	1165	7	"	-10,4	Стекло + $Plg$ (мало)
30	1135	10	"	-10,7	Стекло* + $Plg^* + Opx$ (?)
33	1105	8	"	-11,0	Стекло* + $Plg + Opx^* + Cpx$ (?)
41	1045	7	"	-11,6	Стекло* + $Plg^* + Opx^* + Cpx$ (?) + $OI^*$
42	1015	8	"	-12,0	Стекло (очень мало) + $Plg^* + Cpx^* + OI^* + Mt^*$
74	1175	9	2	-8,0	Стекло* + $Plg^*$ (мало)
77	1110	52	"	-8,8	Стекло* + $Plg^* + Cpx$ (?)
78	1025	91	"	-10,0	Стекло + $Plg + Cpx$ (?)

\* — фаза проанализирована на микрозонде.

Примечание. 1 — условные обозначения буферных смесей: 1-графит- $CO-CO_2$  ( $C-CO-CO_2$ ), 2 — никель-бунзениит, 3 — в присутствии графита, когда летучесть кислорода ниже равновесной  $f_{O_2}$  для буфера железо-вюстит, 4 — гематит-магнетит; 2 — величины  $f_{O_2}$  рассчитывались для буфера ( $C-CO-CO_2$ ) по нашим данным, для буфера никель-бунзениит — по данным [85], для буфера гематит-магнетит — по данным [125].

странстве среди ампул и соединялась с образцовым потенциометром ПП-63. Показания контрольной термопары регулярно сравнивались с показаниями образцовой термопары, отградуированной по солям  $NaCl$  и  $K_2SO_4$  квалификации х.ч. Температура холодных спаев рабочей и контрольной термопар поддерживалась постоянной при  $0^\circ C$ .

Эксперименты при 4 и 12 кбар проводились на установках высокого газового давления с внутренним нагревателем конструкции И.А. Островского [46].

Компримирующей средой служили азот или аргон. Сжатие их осуществлялось в две ступени — до 1,5–2 кбар компрессором высокого давления марки КВ-120/5000, выше — с помощью мультипликатора. В опытах при 4 кбар давление измерялось манометрами СВ-6000 с точностью  $\pm 25$  атм, при 12 кбар — манометрами МТИ-0400.

Для создания в рабочем пространстве печи более однородного теплового поля применяли двухсекционный нагреватель из проволоки  $Pt_{70}Rh_{30}$ . Для этой же цели в печь вставляли массивный трубчатый вкладыш из платины, внутри которого помещалась Pt-ампула с образцом. Температуру в ходе опыта измеряли двумя ПП-термопарами с точностью  $\pm 10^\circ$ . Градуировку их производили в диапазоне давления 2–4 кбар по плавлению кварца в присутствии избытка водяного пара [232].

Охлаждение образца после опыта происходило в течение 0,5–1 мин.

Опыты при 13–20 кбар осуществлялись в установке цилиндр-поршень типа той, которая описана в [90].

Условия проведения и результаты некоторых опытов при 1 атм и 4 кбар приведены в таблицах 12 и 13.

Термометрия расплавных микровключений в породообразующих минералах изученных пород осуществлялась методом гомогенизации в термокамере с силитовым нагревателем по методике, описанной в [63]. Чтобы оценить точность этой методики, при заданных  $P$ - $T$ -условиях были получены искусственные расплавные включения. Их изучение показало хорошее совпадение температуры гомогенизации содержимого включения с температурой кристаллизации минерала-хозяина [4].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ПОРЯДОК КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Было установлено, что искусственные породы, как и их природные аналоги, сложены плагиоклазом, пироксенами, оливином и рудным минералом. Ликвидусной фазой пород щелочноземельной серии является плагиоклаз (рис. 19, а-в), а кристаллизация океанического толеита в этих же условиях начинается с образования оливина (рис. 19, г). В отличие от толеитовых пород, где температуры кристаллизации оливина, плагиоклаза и моноклинного пироксена достаточно близки между собой, щелочноземельные магмы от высокоглиноземистого базальта до андезита характеризуются резким избытком плагиоклаза. Эксперименты также показали, что на поздних стадиях кристаллизации щелочноземельных магм появляется ортопироксен, в то время как в интервале кристаллизации океанического толеита он отсутствует.

Отметим, что полученные нами для океанического толеита температуры кристаллизации и последовательность появления силикатных фаз

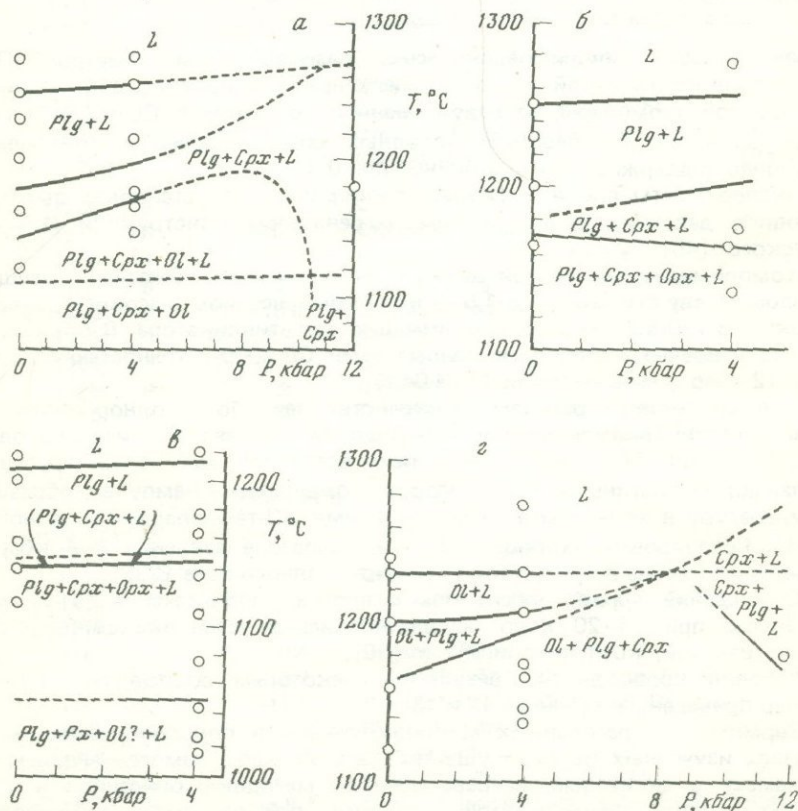


Рис. 19. Фазовые отношения в аргб (а — с учетом данных [140]), андезито-базальте (б), андезите (в — вулкан М. Семьячик) и океаническом толеите № 480 (г — с учетом данных [129]) при различных давлениях и температурах. Пунктир — предполагаемые границы фаз. Кружки на рис. 19, 20 и 21 показывают условия экспериментов

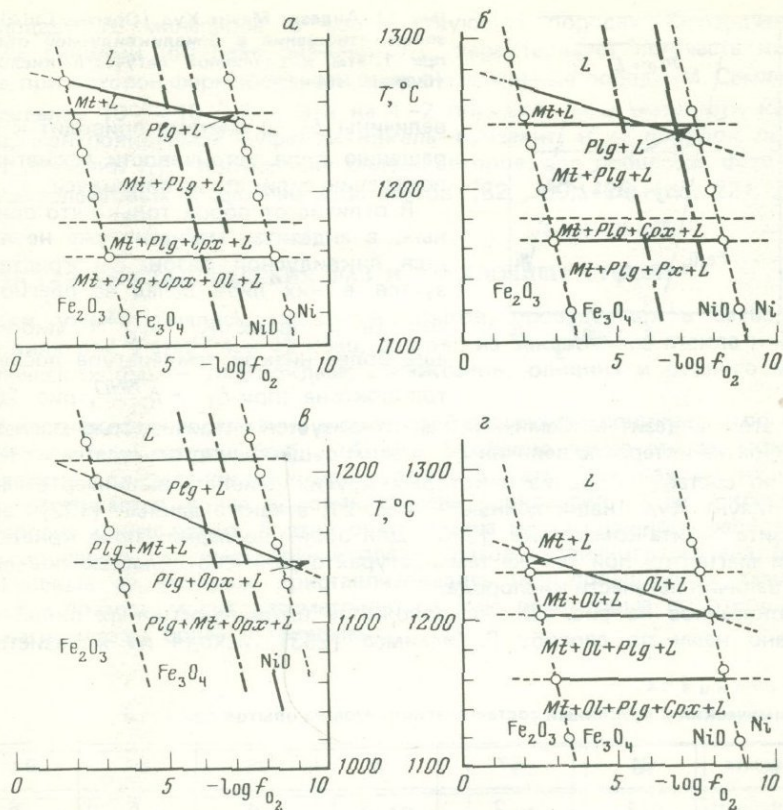


Рис. 20. Фазовые отношения в близиквидусной области вгб (а), андезито-базальта (б), андезита (с — вулкан М. Семячик) и океанического толеита № 480 (д) при 1 атм и  $f_{O_2}$ , задаваемой буферами НМ и NNO. Штрихпунктир — диапазон величин  $f_{O_2}$  при формировании пород М. Семячика, рассчитанный по [253]

(оливин—клинопироксен—плаггиоклаз) совпадает с данными Т. Фудзии и И. Куширо [129] для изученного ими толеита из Срединного Атлантического хребта. Кроме того, в наших опытах с толеитом при 12 кбар на ликвидусе кристаллизовался не оливин, а клинопироксен. Это полностью соответствует установленному ранее факту [86, 129, 145, 166], что оливин устойчив на ликвидусе океанического толеита примерно до 8–10 кбар, а при более высоких давлениях ликвидусной фазой является клинопироксен.

Влияние летучести кислорода на положение фазовых границ в изученных породах при давлении 1 атм показано на рис. 20. Видно, что устойчивость силикатов практически не зависит от величины  $f_{O_2}$  (в интервале  $f_{O_2}^{HM} - f_{O_2}^{NNO}$ ), тогда как на температуру начала кристаллизации магнетита летучесть кислорода оказывает существенное влияние. Так, при  $f_{O_2} \sim f_{O_2}^{HM}$  магнетит становится ликвидусной фазой в большинстве изученных пород (рис. 20, а, б), начиная кристаллизоваться при заметно более высокой температуре, чем первые силикатные фазы. Понижение

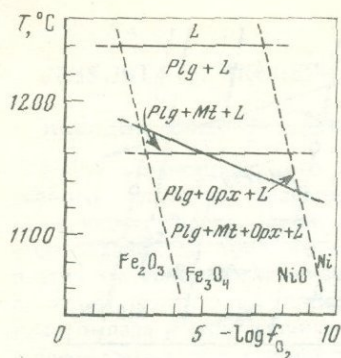


Рис. 21. Андезит Маунт Худ (Орегон, США). Фазовые отношения в близкиликвидусной области при 1 атм и различной летучести кислорода (буферы НМ и NNO)

величины  $f_{O_2}$  в системе приводит к сокращению поля устойчивости магнетита и появлению силиката на ликвидусе.

В отличие от пород только что описанных, в андезитах магнетит уже не является ликвидусной фазой. Он кристаллизуется в них либо вслед за плагиоклазом (в условиях  $f_{O_2} \sim f_{O_2}^{HM}$ ), либо при еще более низкой температуре после ортопироксена (при  $f_{O_2} \sim f_{O_2}^{NNO}$ , рис. 20, в).

При этом андезит М. Семячика характеризуется устойчивостью магнетита в широком интервале величин  $f_{O_2}$  и этим существенно отличается от близких по составу пород из некоторых других районов, например от андезита Маунт Худ (наши данные — рис. 21, а также данные [122]) и от андезита Акита-комагатаке [220]. Для обоих последних поле кристаллизации магнетита при тех же температурах ограничено областью повышенных величин летучести кислорода.

Показанное на рис. 20, а-в положение штрихпунктирных линий рассчитано нами по способу Р. Уильямса [253], исходя из железистости

Таблица 14

Химический и катионный состав плагиоклазов из опытов при 1 атм

№ опыта	91	87	93	88	87	93
Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	47,32	46,89	45,18	46,41	49,06	48,20
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,06	0	0	0,15	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,81	32,27	34,40	32,90	31,40	31,24
FeO	1,78	1,77	1,37	1,37	1,82	1,70
MgO	0,37	0,30	0,25	0,36	0	0,36
CaO	17,80	17,36	17,25	16,94	15,01	16,07
Na <sub>2</sub> O	1,74	1,28	1,47	1,96	2,45	2,20
K <sub>2</sub> O	0,07	0,08	0,08	0,07	0,11	0,09
Si	2,20	2,17	2,09	2,15	2,26	2,22
Al	1,68	1,76	1,88	1,80	1,70	1,70
Fe	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,06
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0	0,02
Ca	0,89	0,86	0,86	0,84	0,74	0,80
Na	0,16	0,11	0,13	0,18	0,22	0,20
K	0	0	0	0	0,01	0,01
Σ	5,01	4,98	5,03	5,04	5,00	5,01
Or	0	0	0	0	1,0	1,0
Ab	15,2	11,4	13,1	17,6	22,8	19,8
An	84,8	88,6	86,9	82,4	76,2	79,2

Примечание. 1-3 — из опытов с вгб, 4-6 — из опытов с андезито-базальтом, 7-11 — из опытов с андезитом (все три — М. Семячик), 12, 13 — из опытов с океаническим толеитом, обр. 480. Аналитик Г.Н. Муравичкая.

темноцветных минералов в соответствующих породах. Ограниченный этими линиями интервал значений  $f_{O_2}$  характеризует летучесть кислорода, при которой формировались щелочноземельные породы М. Семьячика, в пределах  $10^{-8}$ – $10^{-5}$  бар. Это на 1–2 порядка выше летучести кислорода, контролируемой буфером никель–бунзенит, и на порядок превышает значения  $f_{O_2}$ , полученные рядом авторов для процессов формирования толеитовых и щелочных базальтов [82, 100, 128, 158, 221, 234].

### СОСТАВ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ФАЗ И ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ

Как уже отмечалось, продукты опытов, проведенных в безводных условиях при 1 атм, 4 и 12 кбар, состоят из закалочного стекла и кристаллических фаз – плагиоклаза, пироксенов, оливина и рудного минерала.

В плагиоклазах содержание анортитовой молекулы понижается по мере снижения температуры (табл. 14–16). Особенно четко эта зависимость проявлена для плагиоклазов из опытов при 1 атм (так как в этих условиях достигается более высокая степень равновесия). При 4 кбар она проявлена менее резко. В этих опытах из-за несовершенного равновесия фиксировалось сосуществование плагиоклазов различного состава, более кальциевые из которых кристаллизовались при повышенных температурах и поэтому могут рассматриваться как реликтовые по отношению к плагиоклазам более натриевым.

	87				83	87	93
	7	8	9	10	11	12	13
52,98	48,35	56,72	46,50	45,50	48,78	48,10	
0,08	0,06	0,12	0,08	0,06	0,12	0	
27,91	31,89	26,48	32,60	34,10	30,01	30,78	
1,52	1,32	1,12	1,27	0,98	2,74	1,39	
0,47	0,40	0,39	0,33	0	0,66	0,80	
13,09	16,56	10,90	16,74	17,79	15,06	15,34	
3,65	1,22	3,87	2,25	1,38	2,64	3,56	
0,36	0,20	0,41	0,23	0,20	0	0,04	
2,42	2,22	2,55	2,16	2,11	2,26	2,22	
1,50	1,73	1,41	1,78	1,86	1,64	1,67	
0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,10	0,05	
0,03	0,03	0,03	0,02	0	0,04	0,05	
0,64	0,82	0,53	0,83	0,88	0,75	0,76	
0,32	0,11	0,34	0,20	0,12	0,24	0,32	
0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0	
4,99	4,97	4,92	5,05	5,02	5,03	5,07	
2,0	1,1	2,3	1,0	1,0	0	0	
32,7	11,7	38,2	19,2	11,9	24,2	29,6	
65,3	87,2	59,5	79,8	87,1	75,8	70,4	



Таблица 15

Химический и катионный состав плагиоклазов из опытов при 4 кбар

№ опыта	58		52		59	60		66	
	1	2	3	4*	5	6	7	8	
SiO <sub>2</sub>	46,75	52,31	57,08	47,44	53,71	55,72	52,64	52,37	
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,07	0,08	0,44	0,06	0,06	0,04	0,04	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,30	27,52	26,92	30,25	30,33	25,72	29,27	29,16	
FeO	0,72	0,64	0,62	0,62	0,88	0,72	0,74	0,86	
MgO	0,35	0,31	0,28	0,23	0,41	0,32	0,18	0,23	
CaO	17,37	14,02	9,46	18,66	12,13	11,73	15,73	14,43	
Na <sub>2</sub> O	1,32	5,08	5,52	2,31	2,39	5,61	1,30	2,80	
K <sub>2</sub> O	0,07	0,05	0,04	0,04	0,09	0,12	0,09	0,10	
Si	2,15	2,36	2,58	2,18	2,47	2,52	2,45	2,40	
Al	1,81	1,46	1,43	1,64	1,64	1,37	1,60	1,58	
Fe	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	
Mg	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	
Ca	0,86	0,68	0,46	0,92	0,60	0,57	0,78	0,71	
Na	0,12	0,45	0,48	0,21	0,21	0,49	0,12	0,25	
K	0	0	0	0	0	0	0	0	
Σ	4,99	4,99	4,99	5,01	4,98	5,00	4,99	4,99	
Or	0,4	0,3	0,2	0,2	0,6	0,7	0,6	0,6	
Ab	11,5	38,1	49,8	17,4	25,0	44,6	12,3	24,7	
An	88,1	61,6	50,0	82,4	74,4	54,7	87,1	74,7	

Таблица 15 (окончание)

№ опыта	30		33		41		42	74
	19	20	21	22	23	24	25	
SiO <sub>2</sub>	57,49	53,79	57,84	55,08	60,52	57,72	58,19	
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,04	0	0	0,04	0,08	0,06	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,10	26,88	26,15	29,54	24,45	25,40	26,28	
FeO	0,36	1,36	0,47	0,93	0,58	1,28	0,71	
MgO	0,05	1,02	0,20	0,07	0,08	0,15	0,24	
CaO	11,32	12,25	10,23	10,57	8,86	8,74	10,11	
Na <sub>2</sub> O	5,21	4,22	4,72	3,60	5,07	5,33	4,10	
K <sub>2</sub> O	0,32	0,43	0,40	0,21	0,40	1,30	0,30	
Si	2,59	2,45	2,59	2,49	2,76	2,61	2,60	
Al	1,33	1,45	1,38	1,56	1,31	1,36	1,39	
Fe	0,01	0,05	0,02	0,03	0,02	0,05	0,03	
Mg	0	0,07	0,01	0	0	0,01	0,02	
Ca	0,55	0,60	0,49	0,51	0,43	0,42	0,48	
Na	0,46	0,37	0,41	0,31	0,45	0,47	0,36	
K	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,07	0,02	
Σ	4,96	5,02	4,92	4,91	4,99	4,99	4,90	
Or	1,9	2,6	2,5	1,5	2,6	8,0	2,0	
Ab	43,1	36,0	42,9	36,2	48,1	46,9	40,1	
An	55,0	61,4	54,6	62,3	49,3	45,1	57,9	

\*+0,02 Ti.

Примечание. 1-11 — из опытов с вбг, 12-18 — из опытов с андезитом-базальтом, 19-26 — из опытов с андезитом (все три — М. Семячик), 27-33 — из опытов с океаническим толеитом, обр. 480. Аналитик И.П. Лапутина.

65	62		35	28		33	41	74	77
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
46,99	47,97	48,74	49,89	53,43	52,05	50,98	57,87	49,75	51,80
0,06	0,02	0,02	0	0,01	0	0,07	0,14	0,4	0,4
29,84	32,70	32,00	31,20	29,73	29,95	28,95	23,90	31,39	29,39
0,97	1,03	0,86	0,84	0,99	0,65	0,86	1,68	1,09	1,03
0,35	0,12	0,19	0,29	0,41	0,14	0,30	0,23	0,02	0,33
17,46	16,74	16,37	14,84	12,69	12,63	14,72	11,05	15,69	14,00
4,10	1,38	1,78	2,52	2,52	3,45	4,05	4,70	1,93	3,22
0,13	0,04	0,04	0,44	0,13	0,13	0,07	0,43	0,09	0,18
2,20	2,22	2,24	2,28	2,46	2,36	2,33	2,64	2,28	2,37
1,65	1,78	1,74	1,68	1,61	1,65	1,56	1,29	1,69	1,58
0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,06	0,04	0,04
0,02	0	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0	0,02
0,88	0,83	0,81	0,73	0,63	0,61	0,72	0,54	0,77	0,68
0,38	0,12	0,16	0,22	0,22	0,30	0,36	0,42	0,17	0,29
0	0	0	0,02	0,01	0,01	0	0,02	0,01	0,01
5,17	4,99	4,99	4,98	5,00	4,97	5,03	4,99	4,96	4,99
0,6	0,3	0,3	2,7	0,9	0,8	0,4	2,6	0,6	1,1
28,9	12,3	15,6	21,9	25,1	31,5	33,7	40,9	17,3	27,9
70,5	87,4	84,1	75,4	74,0	67,7	65,9	56,5	82,1	71,0

77	52	60	66		62		
26	27	28	29	30	31	32	33
56,25	55,47	51,58	52,00	55,31	52,00	55,74	58,30
0,10	0	0,05	0,12	0,18	0,09	0,07	0,07
27,03	27,38	28,67	31,23	28,87	28,70	24,77	24,70
1,23	1,45	0,71	0,54	0,44	0,84	0,90	0,85
0,18	0,31	0,38	0,27	0,32	0,37	0,39	0,23
10,38	10,59	13,48	13,44	17,88	13,70	10,96	8,70
4,31	4,47	4,86	2,22	2,90	4,30	7,11	7,09
0,52	0,33	0,05	0,18	0,10	0,04	0,06	0,06
2,54	2,51	2,37	2,39	2,48	2,38	2,54	2,63
1,44	1,46	1,55	1,69	1,53	1,99	1,33	1,31
0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01
0,50	0,51	0,66	0,66	0,57	0,67	0,54	0,42
0,38	0,39	0,43	0,20	0,25	0,38	0,63	0,62
0,03	0,02	0	0,01	0	0	0	0
4,95	4,96	5,07	4,99	4,88	5,03	5,10	5,02
3,4	2,11	0,28	1,22	0,70	0,23	0,30	0,34
40,1	40,98	37,97	21,70	29,19	34,79	52,37	57,96
56,5	56,01	61,75	77,08	70,11	64,98	47,33	41,70

Т а б л и ц а 16. Химический и катионный состав плагиоклазов из опытов при 12 кбар с буфером (C-CO-CO<sub>2</sub>)

№ опыта	64		64	
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	53,30	57,33	49,53	56,41
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,52	26,09	30,55	25,55
FeO	0,95	0,62	0,98	0,67
MgO	0,36	0,26	0,15	0,19
CaO	14,00	11,71	17,34	12,12
Na <sub>2</sub> O	1,78	3,97	1,39	3,81
K <sub>2</sub> O	0	0	0,04	0,19
Si	2,41	2,57	2,29	2,61
Al	1,57	1,38	1,67	1,40
Fe	0,04	0,02	0,04	0,02
Mg	0,02	0,02	0,01	0,01
Ca	0,68	0,56	0,86	0,60
Na	0,16	0,35	0,12	0,34
K	0	0	0	0,01
Σ	4,88	4,91	4,99	4,88
Or	0	0	0,2	1,2
Ab	17,8	36,6	12,0	34,5
An	82,2	63,4	87,8	64,3

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — из опытов с океаническим толеитом, обр. 480, 3, 4 — из опытов с вгб (М. Семячик). Аналитик И.П. Лапутина.

Т а б л и ц а 17. Химический и катионный составы пироксенов из опытов при 1 атм

№ опыта	93		83	
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,87	54,63	55,32	52,16
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,29	0,32	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,58	1,95	2,98	1,85
FeO	11,35	22,58	21,02	6,89
MgO	17,81	17,59	17,28	18,62
CaO	16,83	2,25	2,38	19,69
Na <sub>2</sub> O	0,71	0,53	0,52	0,39
K <sub>2</sub> O	0,06	0,18	0,18	0
Si	1,76	2,03	2,04	1,91
Al <sup>IV</sup>	0,24	0	0	0,08
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,09	0,13	0
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe	0,36	0,70	0,65	0,21
Mg	1,00	0,98	0,95	1,02
Ca	0,68	0,09	0,09	0,78
Na	0,05	0,04	0,04	0,02
K	0	0,01	0,01	0
Σ	4,12	3,95	3,92	4,03
Fe	17,6	39,5	38,5	10,4
Mg	49,0	55,4	56,2	50,7
Ca	33,4	9,1	5,3	38,9

П р и м е ч а н и е. 1 — из опыта с вгб, 2, 3 — из опытов с андезитом (оба — М. Семячик), 4 — из опыта с океаническим толеитом, обр. 480. Аналитик Г.Н. Муравицкая.

Таблица 18

Химический и катионный составы пироксенов из опытов при 12 кбар с буфером (C-CO-CO<sub>2</sub>)

№ опыта	60				64	
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	58,37	56,62	53,03	57,87	53,59	57,11
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,83	0,64	0,50	0,28	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,16	6,09	8,56	2,48	9,01	6,41
FeO	6,06	9,43	17,54	6,35	18,23	8,62
MgO	18,49	14,61	11,72	19,75	10,32	16,03
CaO	13,32	12,17	8,26	12,81	8,21	11,22
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,25	0,25	0,24	0,36	0,25
Si	2,06	2,02	1,95	2,05	1,97	2,02
Al <sup>IV</sup>	0	0	0,05	0	0,03	0
Al <sup>VI</sup>	0,13	0,26	0,32	0,10	0,36	0,27
Ti	0,01	0,02	0,02	0,01	0	0,01
Fe	0,18	0,28	0,54	0,19	0,56	0,26
Mg	0,97	0,78	0,64	1,04	0,56	0,85
Ca	0,50	0,46	0,32	0,48	0,32	0,43
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Σ	3,86	3,84	3,86	3,89	3,84	3,84
Fe	10,9	18,4	36,0	11,1	38,9	16,9
Mg	58,8	51,3	42,7	60,8	28,9	55,2
Ca	30,3	30,3	21,3	28,1	22,2	27,9

Примечание. 1-4 — из опытов с океаническим толеитом, обр. 480, 5, 6 — из опытов с вгб (М. Семячик). Аналитик И.П. Лапутина.

Пироксены чаще всего обладают невыдержанным составом, особенно из опытов при 4 кбар (табл. 17-19). Среди них широко развиты промежуточные разности, которые, очевидно, метастабильны. Последнее характерно для большинства экспериментальных исследований базальтовых пород. Отметим, что имеется слабо проявленная прямая зависимость железистости пироксенов от температуры.

Искусственные оливины имеют сравнительно однородный состав (табл. 20).

Состав магнетитов приведен в табл. 21. Обращает внимание содержание в них таких элементов, как Al, Mg, отчасти Si и Ca, которое невозможно во всех случаях объяснить результатами захвата посторонних фаз при анализе на микрозонде вследствие малого размера зерен магнетита.

Так, состав магнетитов из опытов при 1 атм определяется, видимо, особыми условиями их кристаллизации, создающимися в процессе опытов. Определить более точно особенности этих условий пока не удалось.

Эксперименты с андезитом Маунт Худ при 13, 15 и 20 кбар в условиях пересыщения системы водой были проведены в области субликвидуса. Поэтому продукты этих опытов представлены сравнительно большим количеством закалочного стекла, содержащим закалочные фазы и заключающим относительно крупные зерна одного-двух новообразованных минералов: граната, граната и клинопироксена, амфибола (табл. 22).

Данные по закалочным стеклам приведены в табл. 23. Отмечается повышение железистости закалочных стекол по мере снижения температуры их образования.

Таблица 19

Химический и катионный составы пироксенов из опытов при 4 кбар

№ опыта	58		52			59		60
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48,57	52,73	53,01	51,07	51,70	53,30	50,09	55,62
TiO	1,32	1,10	0,87	0,87	1,29	0,91	1,70	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,16	3,59	3,78	6,32	6,33	15,89	6,86	2,38
FeO	16,63	12,46	10,23	6,09	6,96	9,56	18,58	13,51
MgO	8,26	14,55	15,45	18,41	16,76	6,04	11,90	21,46
CaO	9,34	15,25	16,37	16,60	16,75	10,12	9,50	6,06
Na <sub>2</sub> O	2,11	0,32	0,29	0,600	0,20	3,58	0,79	0,35
K <sub>2</sub> O	0,60	0	0	0,03	0	0,60	0,57	0,02
Si	1,81	1,95	1,95	1,85	1,87	1,91	1,88	2,00
Al <sup>IV</sup>	0,19	0,05	0,05	0,15	0,13	0,09	0,12	0
Al <sup>VI</sup>	0,39	0,11	0,11	0,12	0,14	0,58	0,18	0,10
Ti	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,05	0,02
Fe	0,52	0,38	0,31	0,18	0,21	0,29	0,58	0,41
Mg	0,46	0,80	0,84	0,99	0,91	0,32	0,67	1,15
Ca	0,37	0,60	0,64	0,65	0,65	0,39	0,38	0,23
Na	0,15	0,02	0,02	0,04	0,01	0,25	0,06	0,02
K	0,02	0	0	0	0	0,03	0,03	0
Σ	3,95	3,95	3,95	4,00	3,96	3,88	3,95	3,94
Fe	38,5	31,3	17,3	9,9	11,9	29,0	35,6	22,9
Mg	34,1	44,9	46,9	54,4	51,4	32,0	41,1	64,2
Ca	27,4	33,8	35,8	35,7	36,7	39,0	23,3	12,9

Таблица 19 (окончание)

№ опыта	41		77	33		41
	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	51,06	52,77	53,87	55,08	57,48	56,41
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,44	0,38	0,19	0,19	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,84	2,81	3,22	1,47	3,92	0,84
FeO	20,16	19,90	17,26	16,03	13,77	22,33
MgO	21,42	20,59	23,03	24,71	21,35	18,64
CaO	3,94	3,37	2,14	2,46	3,04	1,40
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,12	0	0	0,07	0,12
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0	0,06	0,18	0
Si	1,90	1,95	1,96	1,99	2,04	2,08
Al <sup>IV</sup>	0,10	0,05	0,04	0,01	0	0
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,07	0,10	0,05	0,16	0,04
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0
Fe	0,64	0,62	0,52	0,48	0,41	0,69
Mg	1,19	1,13	1,25	1,33	1,13	1,02
Ca	0,14	0,13	0,08	0,10	0,12	0,06
Na	0,01	0,01	0	0	0	0,01
K	0	0	0	0	0,01	0
Σ	4,02	3,98	3,96	3,97	3,88	3,90
Fe	32,5	33,0	28,1	25,2	24,7	39,0
Mg	60,4	60,1	67,6	68,1	68,1	57,6
Ca	7,1	6,9	4,3	5,3	7,2	3,4

Примечание. 1-13 — из опытов с вгб, 14-21 — из опытов с андезито-базальтом, 22-26 — из опытов с андезитом (все три — М. Семячик), 27-31 — из опытов с океаническим базальтом, обр. № 480. Аналитик И.П. Лапутина.

66		65		62		35	28		33	
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
52,56	52,17	50,92	55,45	53,07	53,72	52,95	55,51	53,51	53,31	
1,83	1,67	1,60	0,35	0,23	1,31	1,62	1,50	0,54	0,50	
7,51	9,11	11,14	1,00	2,31	16,01	15,29	14,62	3,12	2,98	
16,83	14,99	14,50	13,33	11,40	12,45	13,65	12,82	19,10	18,60	
9,66	10,79	9,42	24,00	20,28	4,84	5,83	5,41	20,22	21,18	
10,81	9,84	9,64	5,85	12,27	1,17	8,25	7,48	3,13	2,78	
0,50	0,78	1,20	0	0,39	3,12	1,81	1,76	0,20	0,25	
0,50	0,65	0,65	0,02	0,05	0,86	0,60	0,90	0,02	0,40	
1,95	1,92	1,88	2,00	1,94	1,93	1,91	1,98	1,97	1,96	
0,05	0,08	0,12	0	0,06	0,07	0,09	0,02	0,03	0,04	
0,28	0,31	0,36	0,04	0,04	0,61	0,56	0,59	0,11	0,07	
0,05	0,05	0,04	0,01	0	0,04	0,04	0,04	0,01	0,01	
0,52	0,46	0,45	0,40	0,35	0,37	0,41	0,38	0,59	0,57	
0,53	0,59	0,52	1,29	1,11	0,26	0,31	0,29	1,11	1,16	
0,43	0,39	0,38	0,23	0,48	0,30	0,32	0,29	0,13	0,11	
0,04	0,06	0,09	0	0,03	0,22	0,13	0,12	0,01	0,02	
0,02	0,03	0,07	0	0	0,04	0,03	0,04	0	0,02	
3,87	3,89	3,91	3,97	4,01	3,84	3,80	3,75	3,96	3,98	
35,1	31,9	33,3	20,8	18,0	39,8	39,4	39,6	32,2	31,0	
35,8	41,0	38,5	67,2	57,2	28,0	29,8	30,2	60,6	63,0	
29,1	27,1	28,2	12,0	24,8	32,2	30,8	30,2	7,2	6,0	

42		52	60		66	62
25	26	27	28	29	30	31
52,78	50,38	48,08	53,64	53,77	49,06	50,97
0,54	0,79	0,64	1,10	1,51	1,42	1,20
1,84	5,54	15,92	2,60	4,22	8,51	5,28
11,12	16,50	18,58	8,21	10,55	17,92	10,17
13,83	12,33	5,98	18,32	16,79	11,71	16,95
19,38	13,95	8,11	15,32	12,87	8,99	14,96
0,42	0,45	2,33	0,31	0,29	1,63	0,47
0,05	0,06	0,35	0	0	0,76	0
1,97	1,90	1,79	1,95	1,95	1,85	1,87
0,03	0,10	0,21	0,05	0,05	0,15	0,13
0,05	0,14	0,49	0,06	0,13	0,23	0,10
0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03
0,35	0,52	0,58	0,25	0,32	0,56	0,31
0,77	0,69	0,33	1,02	0,91	0,66	0,93
0,77	0,56	0,32	0,60	0,50	0,36	0,59
0,03	0,03	0,17	0,02	0,02	0,12	0,03
0	0	0,02	0	0	0,04	0
3,99	3,98	3,93	3,98	3,92	4,01	3,99
18,5	29,4	47,2	13,4	18,5	35,4	16,9
40,7	39,0	26,8	54,5	52,6	41,8	50,8
40,8	31,6	26,0	32,1	38,9	22,8	32,3

Таблица 20

Химический и катионный состав оливинов из опытов при 1 атм и 4 кбар

№ опыта	93	52	60	
Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	38,22	38,55	38,55	38,73
TiO <sub>2</sub>	0	0,09	0,07	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,76	0,64	0,41	0,36
FeO	12,27	23,82	26,35	24,96
MgO	44,12	26,58	34,38	35,66
CaO	1,63	0,32	0,26	0,25
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0
Si	0,95	1,00	1,02	1,02
Ti	0	0,02	0,01	0,01
Al	0,11	0	0	0
Fe	0,26	0,52	0,58	0,55
Mg	1,64	1,42	1,35	1,39
Ca	0,04	0,01	0,01	0,01
Σ	3,00	2,98	2,97	2,98
Fo	86,3	73,2	69,9	71,8
Fa	13,7	26,8	30,1	28,4

\* + 0,01 Na.

Примечание. 1–5 — из опытов с вгб, 6, 7 — из опытов с андезитом (оба — М. Семячик), 8–10 — из опытов с океаническим толеитом, обр. № 480. Аналитики: 1, 8 — Г.Н. Муравицкая, остальное — И.П. Лапутина.

Таблица 21

Химический состав магнетитов из опытов при 1 атм и 4 кбар

№ опыта	87	87	93	77	87	93	62
Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	4,71	6,88	7,75	7,40	6,09	6,39	1,40
TiO <sub>2</sub>	0,66	6,15	1,34	7,48	0,85	4,14	2,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,99	6,67	9,41	13,46	10,29	9,58	8,94
FeO	66,36	75,70	69,72	66,31	65,01	70,31	72,83
MgO	16,13	3,23	10,54	4,49	16,49	8,04	7,32
CaO	1,15	1,36	1,24	0,86	1,26	1,54	0,24

Примечание. 1 — из опыта с вгб, 2–4 — из опытов с андезито-базальтом (оба — М. Семячик), 5–7 — из опытов с океаническим толеитом, обр. № 480. Аналитики: 4, 7 — И.П. Лапутина, остальное — Г.Н. Муравицкая.

62	41	42	93	52	60
5	6	7*	8	9	10
40,90	34,52	38,85	42,83	37,40	38,67
0	0,04	0,97	0	0	0,05
0	0,25	2,00	2,71	0	0,28
17,49	33,18	25,80	8,81	33,05	25,40
41,32	31,77	31,83	43,84	29,41	35,32
0,18	0,18	0,34	1,81	0,14	0,28
0,12	0	0,17	0	0	0
0,01	0,06	0,04	0	0	0
1,03	0,95	1,02	1,04	1,02	1,02
0	0,01	0,06	0	0	0,01
0	0	0,02	0,08	0	0
0,37	0,77	0,57	0,18	0,76	0,56
1,56	1,31	1,25	1,58	1,20	1,38
0,01	0,01	0,01	0,05	0	0,01
2,97	3,05	2,93	2,93	2,98	2,98
80,8	63,0	68,7	89,8	61,2	71,1
19,2	37,0	31,3	10,2	38,8	28,9

Таблица 22

Средние составы кристаллических фаз из опытов с андезитом Маунт Худ в условиях избытка воды

№ опыта	02	04		07
	Gr (4)	Gr (6)	Срх (5)	Amph (4)
SiO <sub>2</sub>	38,35	38,45	50,97	44,36
TiO <sub>2</sub>	2,04	1,85	0,72	1,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,25	21,42	5,02	13,80
FeO	19,42	20,74	9,15	13,15
MgO	9,08	8,16	13,69	14,03
CaO	9,70	9,21	19,49	9,86
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,10	0,89	2,51
K <sub>2</sub> O	0,09	0,07	0,07	0,44

П р и м е ч а н и е. Условия опытов: 02 — 20 кбар, 970° С, 22,5 вес.% воды; 04 — 15 кбар, 940° С, 23 вес.% воды; 07 — 13 кбар, 910° С, 23,5 вес.% воды. В скобках — количество анализов.



Таблица 23

Химический и нормативный состав закалочных стекол

№ опыта	87	93	66	93	87	
Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	54,21	54,18	53,88	59,61	62,73	62,87
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,32	0,96	1,38	0,66	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25	13,04	17,83	15,69	16,66	16,42
FeO	9,12	9,72	8,95	5,15	5,37	5,62
MgO	7,13	7,33	5,70	4,14	2,91	3,10
CaO	8,52	10,63	10,49	7,80	6,43	6,21
Na <sub>2</sub> O	3,00	2,97	1,85	4,69	3,48	3,24
K <sub>2</sub> O	0,78	0,81	0,39	1,53	1,75	1,84
M	0,58	0,57	0,53	0,59	0,49	0,50
Q <sub>2</sub>	1,0	0,1	6,7	5,0	15,2	16,2
Or	4,6	4,8	2,3	9,0	10,3	10,9
Ab	25,4	25,1	15,6	39,7	29,4	27,4
An	28,6	19,8	39,2	17,2	24,7	24,8
Di	6,5	15,5	5,6	10,9	2,9	2,4
Hed	4,8	11,6	5,1	6,6	3,1	2,5
Fo	0	0	0	0	0	0
Fa	0	0	0	0	0	0
En	14,7	11,1	11,6	5,2	5,9	6,6
Fs	12,5	9,5	12,1	3,6	7,1	7,8
Ilm	1,9	2,5	1,8	2,6	1,2	1,3

Примечание. 1—3 — из опытов с вгб, 4 — из опыта с андезитом-базальтом, 5—8 — из опытов с андезитом (все три — М. Семячик), 9, 10 — из опытов с океаническим толеитом, обр. 480, 11—14 — из опытов с андезитом Маунт Худ (условия опытов 02, 04 и 07 см. в примечании к табл. 23). Аналитики: 3, 8 — И.П. Лапутина, остальное (кроме 12—14) — Г.Н. Муравицкая.

### ПЛАВЛЕНИЕ СМЕСЕЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТОЛЕИТА И ГЛУБОКОВОДНОГО ИЛА

Исследования последних лет, включая данные изотопной геохимии [176, 227], показывают, что в формировании щелочноземельных магм принимал участие материал как ювенильного (мантийного) генезиса, так и вещество сиала. В качестве модельного состава осадочных пород, предположительно ассимилируемых в процессе генерации щелочноземельных магм, нередко используются данными по геохимическим характеристикам красных глубоководных глин [229] или метаграувакк из поясов голубых сланцев [156]. На наш взгляд, более целесообразно использовать для этих целей образцы осадков из районов активных континентальных окраин, например материалы глубоководного бурения нис "Гломар Челленджер" в районе Центрально-Американского желоба (рейс 66, скв. 487). Поэтому в наших экспериментах были использованы океанический толеит (обр. 487—20—2—56) и серо-зеленый ил (обр. 487—10—3—50) с целью исследования возможности получения щелочноземельных расплавов при частичном плавлении смесей этих пород. При этом частичному плавлению подвергали либо механическую смесь этих пород, либо слоистый образец, в котором на слое толеита располагался слой ила. Составы исходных пород и рассчитанной смеси приведены в табл. 6. Пропорция, в которой взяты исходные толеит и ил для приготовления смеси, расчи-

83	30	87	93	87	02	04	07
7	8	9	10	11	12	13	14
62,60	61,66	49,90	53,80	60,34	66,09	63,36	65,76
0,79	0,71	1,38	1,91	0,78	0,58	0,93	0,66
14,83	16,00	15,04	14,42	17,47	16,78	18,75	19,70
5,96	7,44	9,61	8,40	7,47	2,41	3,60	1,21
3,18	3,72	8,79	7,10	2,95	1,12	1,53	0,48
5,69	5,93	12,02	11,47	5,62	5,98	4,56	5,81
4,54	2,72	1,96	2,69	4,14	5,64	5,82	5,01
2,40	1,82	0,18	0,22	1,23	1,40	1,44	1,36
0,49	0,47	0,62	0,60	0,41	0,45	0,43	0,41
9,0	15,6	0	3,1	10,0	13,1	10,0	18,1
14,2	10,8	1,1	1,3	7,3	8,2	8,5	8,0
38,4	23,0	16,6	22,8	35,0	47,3	49,2	42,4
13,0	26,1	31,7	26,6	25,4	16,2	20,8	27,2
6,2	1,2	14,2	15,4	0,8	5,2	0,7	0,7
6,5	1,5	8,7	9,3	1,2	5,7	0,8	0,6
0	0	3,1	0	0	0	0	0
0	0	2,4	0	0	0	0	0
5,1	8,7	10,9	10,5	7,0	2,8	3,5	0,9
6,2	1,2	7,7	7,3	11,8	0,4	4,6	0,8
1,5	1,3	2,6	3,6	1,5	1,1	1,8	1,3

Таблица 24

Составы закалочных стекол из опытов по плавлению смесей океанических пород из Центрально-Американского жлоба

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61,37	52,85	57,09	68,62	65,25	66,88
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,27	1,11	0,88	0,86	1,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	14,62	15,58	19,65	19,58	19,32
FeO	4,59	8,40	7,12	2,11	3,35	3,99
MgO	5,13	8,19	5,73	1,44	3,15	1,35
CaO	5,13	11,70	9,45	2,37	3,15	3,22
Na <sub>2</sub> O	2,36	2,24	2,51	1,54	1,62	0,98
K <sub>2</sub> O	2,27	0,73	1,41	3,39	3,04	3,12

Примечание. 1 — средний состав закалочного стекла из опыта со смесью 0,34 базальт + 0,66 серо-зеленый ил; 2 и 3 — стекла из слоя базальта в двуслойном опыте; 2 — стекло из нижней зоны, 3 — стекло из верхней зоны (зоны контакта); 4—6 — стекла из слоя серо-зеленого ила в двуслойном опыте: 4 — стекло из нижней зоны (зона контакта), 5 — стекло из промежуточной зоны, 6 — стекло из верхней зоны. Положение зон в этом опыте объяснено в тексте. Аналитик Г.Н. Муравицкая.

тана методом наименьших квадратов с таким условием, чтобы состав смеси был близок к составу андезито-базальта, являющегося наиболее распространенной изверженной породой в этом регионе суши.

В соответствии с целью этих экспериментов количественно охарактеризован только химический состав закалочных стекол из опытов при 1 атм, 1170°С, длительностью 7 сут и  $f_{O_2} = f_{O_2}^{HM}$  (табл. 24). Кристаллический остаток представлен оливином, плагиоклазом, рудным минералом и высокоглиноземистой фазой (силлиманит или муллит). Последняя присутствует в ничтожном количестве в нижней части базальтового слоя и становится преобладающей фазой в верхней зоне слоя ила. Кроме того, отмечается наличие тонкокристаллических образований, соответствующих недоплавленному исходному субстрату.

#### ТЕРМОМЕТРИЯ РАСПЛАВНЫХ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ПОРОД МАЛОГО СЕМЯЧИКА

В ходе петрографического изучения вулканитов М. Семячика, выбранных для экспериментального исследования при высоких  $T$  и  $P$ , во всех породобразующих минералах были обнаружены многочисленные расплавные микровключения (за исключением плагиоклаза 1 в андезите, который не содержит микровключений). Основные результаты, полученные при термометрии включений в минералах вгб и андезита, приведены в табл. 25\*.

Как видно из приведенных в табл. 25 данных, методом термометрии расплавных включений в минералах вгб и андезита установлена такая же последовательность кристаллизации порообразующих минералов, как и в экспериментах при высоких  $T$  и  $P$ .

Другим важным фактором, обнаруженным в ходе этого исследования, является наличие рудного минерала среди минералов-узников включений в плагиоклазе II и его высокая  $T$  плавления, заметно превышающая температуру гомогенизации силикатной части включения. Более того, в плагиоклазе II андезита встречены включения рудного минерала или оливина или ассоциация рудный минерал + оливин. Оливин в них имеет округлые формы, а рудный минерал представлен идиоморфными зернами (рис. 15).

Наряду с высокотемпературным рудным минералом во включениях в плагиоклазе II рудный минерал-узелок содержится и во включениях в пироксене андезита. Но здесь он плавится до температуры гомогенизации включения и является, видимо, сравнительно низкотемпературной генерацией. Следует также отметить, что силикаты-узники имеют температуру плавления всегда более низкую, чем температура гомогенизации самого включения.

В табл. 26 приведены химические и нормативные составы двух гомогенизированных стекол из включений в плагиоклазе II вгб и андезита. Видно, что составы их очень близки между собой и соответствуют высокоглиноземистому базальту.

Таким образом, в результате проведенного исследования были установлены последовательность и температуры кристаллизации основных минералов щелочноземельных и толеитовых пород в интервале 0–12 кбар, определены составы искусственных порообразующих минералов и закалочных стекол, показано влияние летучести кислорода на устойчивость магнетита в процессе кристаллизации изученных пород при 1 атм, а также

\*Это исследование выполнено И.П. Солововой.

Таблица 25

Температура гомогенизации первичных расплавных включений и плавления (или интервал) минералов-узников, °С с точностью ± 15°

Минерал	Порода	
	вгб	андезит
Плагиоклаз II	1270–1280	1230–1250
То же, силикат-узник	1270	1100–1240
То же, рудный-узник		1330
То же, включение оливина*	1225–1250	
Оливин	1260	1230
То же, силикат-узник	1090–1220	
Пироксен		1190
То же, силикат-узник		1160–1190
То же, рудный-узник		1170

\*Содержит 75 мол.% форстерита.

Таблица 26

Химический и нормативный составы гомогенизированных стекол

Химический состав			Нормативный состав		
Компонент	вгб	андезит	Компонент	вгб	андезит
SiO <sub>2</sub>	51,50	51,73	<i>Qz</i>	0	0,8
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,66	<i>Or</i>	2,6	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,68	20,18	<i>Ab</i>	27,2	21,7
FeO	7,72	8,48	<i>An</i>	46,2	42,7
MgO	3,31	4,40	<i>Di</i>	2,0	5,9
CaO	10,44	11,68	<i>Hed</i>	2,7	6,8
Na <sub>2</sub> O	3,21	2,56	<i>Fo</i>	0,9	0
K <sub>2</sub> O	0,44	0,31	<i>Fa</i>	1,6	0
<i>M</i>	0,57	0,48	<i>En</i>	6,0	8,2
			<i>Fs</i>	9,4	10,8
			<i>Ilm</i>	1,3	1,3

Аналитик Г.Н. Муравицкая.

получены данные о составе близиквидусных кристаллических фаз и сосуществующих с ними остаточных жидкостей, образующихся при плавлении щелочноземельного андезита в условиях насыщения системы водой при 13–20 кбар.

Материалы гл. 2, дополненные данными термометрии расплавных микро-включений в породообразующих минералах, показывают очевидную близость минеральных ассоциаций порфириновых выделений в этих породах, с одной стороны, с очередностью появления кристаллических фаз в опытах с ними при 4 кбар, с другой. Это позволяет рассматривать изученные породы как результат процессов эволюции магмы на глубинах порядка 15–20 км.

Важно и то, что составы гомогенизированных расплавов из микро-включений в плагиоклазе II вгб и андезита в обоих случаях отвечают составу высокоглиноземистого базальта.

## ИСХОДНАЯ МАГМА И ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ (Обсуждение результатов экспериментов)

Исследование расплавных микровключений в минералах порфировых выделений в вгб и андезите М. Семячика, изучение фазовых равновесий в интервале плавления щелочноземельных и толеитовых пород в различных  $P-T-f_{O_2}$ -условиях, расчеты баланса масс для некоторых моделей эволюции состава щелочноземельных магматических серий Вост. Камчатки, а также проведенное нами сопоставление результатов экспериментов с обширным петрографическим материалом по щелочноземельным сериям позволили сделать ряд выводов о возможном составе исходного расплава для щелочноземельных пород Вост. Камчатки и особенностях условий формирования и дифференциации щелочноземельных и толеитовых магм

### ИСХОДНАЯ МАГМА ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНОЙ СЕРИИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Петрографические наблюдения, результаты изучения расплавных микровключений, данные экспериментального исследования щелочноземельных эффузивов М. Семячика свидетельствуют о том, что силикатной ликвидусной фазой исходного для этой серии магматического расплава является высококальциевый плагиоклаз. Вследствие особенностей процесса кристаллизации исходного расплава, на которых мы остановимся ниже, плагиоклаз ранних выделений встречается не только в базальтовых, но и в более кислых разновидностях пород этой серии — андезито-базальтах и андезитах. Так, в изученных нами андезито-базальте и андезите М. Семячика содержание высококальцевого плагиоклаза составляет не менее 10 из 12 и 14 об.% полевого шпата, присутствующего в виде порфировых выделений в этих породах соответственно (см. табл. 7).

Из приведенного в соответствующем разделе петрографического описания щелочноземельных пород видна морфологическая близость плагиоклаза II из андезита плагиоклазу, дающему вкрапленники в вгб, на основании чего может быть высказано предположение о генетическом единстве выделений высококальцевого плагиоклаза в этих породах. Комплекс экспериментальных и расчетных данных по температуре кристаллизации и составу плагиоклазов, равновесных с расплавом вгб и андезита, однозначно доказывает предположение о "чуждости" (в смысле неравновесности) плагиоклаза II в андезите. Рассмотрим эти данные подробнее.

Как отмечалось выше, для состава вгб плагиоклаз с содержанием анортита 92–85 мол. % является ликвидусной фазой, начиная кристаллизоваться приблизительно при  $1260^{\circ}\text{C}$ . В андезите при 4 кбар и  $1200\text{--}1210^{\circ}\text{C}$  на ликвидусе кристаллизуется гораздо более кислый плагиоклаз, близкий по составу к плагиоклазу I из этой породы. Напомним, что гомогенизация расплавных включений происходит при  $1270\text{--}1280^{\circ}\text{C}$  в плагиоклазе из вгб и при  $1230\text{--}1250^{\circ}\text{C}$  в плагиоклазе II из андезита. Таким образом, определенные различными методами температуры образования высококальцевого плагиоклаза из обеих пород хорошо согласуются между собой.

При расчете температур кристаллизации вгб и андезита по уточненному уравнению для плагиоклазового геотермометра [117] с использованием пары высококальциевый плагиоклаз — валовый состав породы получены зна-

чения  $1320^{\circ}\text{C}$  для  $T$  кристаллизации вгб и  $1360\text{--}1380^{\circ}\text{C}$  — для андезита. Учитывая точность метода ( $\pm 55^{\circ}$ ), рассчитанная температура кристаллизации вгб близка к экспериментально установленной, а  $T$  кристаллизации андезита оказалась нереально высокой. В то же время температура кристаллизации андезита, рассчитанная по паре плагиоклаз I — валовый состав андезита, равна  $1170^{\circ}\text{C}$  и практически совпадает с температурой кристаллизации близкого по составу плагиоклаза из расплава андезита при 4 кбар.

Расчеты с использованием экспериментальных данных по равновесиям плагиоклаз—расплав [117] и оливин—расплав [212] показали, что содержащийся во включениях в плагиоклазах вгб и андезита расплав (табл. 27) находится в равновесии с плагиоклазом-хозяином при установленных температурах гомогенизации, а оливин  $\text{Fe}_{0,75}$ , чаще всего представляющий силикат-узник в этих включениях, является продуктом равновесной кристаллизации этого расплава ( $K_D^{\text{Fe/Mg}} = 0,32$ ).

Ранняя кристаллизация плагиоклаза II и сразу вслед за ним оливина могла привести к образованию обособленных кристаллических скоплений, минеральная ассоциация которых — основной плагиоклаз + магнезиальный оливин  $\pm$  магнетит — отвечает одному из распространенных в этих породах типов гомеогенных включений [31, 60, 131 и др.].

Рассмотренный выше материал свидетельствует о равновесности вкрапленников высококальциевого плагиоклаза с вмещающим их расплавом вгб и неравновесности порфириковых выделений плагиоклаза II по отношению к андезитовой магме. Дополнительным доказательством правильности такого вывода является установленная идентичность составов гомогенизированных стекол из микровключений в плагиоклазах вгб и андезита между собой. На основании этого можно предположить, что высокоглиноземистый базальтовый расплав, законсервированный во включениях высококальциевого плагиоклаза, характеризует состав исходной магмы, из которой происходила кристаллизация этого минерала. Поскольку установлено, что плагиоклаз с высоким содержанием анортита является фазой ликвидуса при кристаллизации вгб М. Семячика, мы вправе считать расплав вгб из включений исходной магмой для пород щелочноземельной серии Вост. Камчатки.

Содержание воды в этом расплаве может быть приблизительно оценено на основании целого ряда критериев. Это, во-первых, практически совпадающие температуры гомогенизации расплавных включений в высококальциевом плагиоклазе вгб и андезита с температурой кристаллизации подобного плагиоклаза на ликвидусе вгб в условиях отсутствия воды в системе. Во-вторых, рассчитанная по геотермометру Кудо—Вейла [159] температура кристаллизации вгб лучше всего согласуется с экспериментальными данными при расчете для условий  $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 0,5$  кбар. И в-третьих, о сравнительной "сухости" исходной магмы говорит отсутствие амфибола как среди минералов-узников включений, так и среди вкрапленников изученных пород М. Семячика [79, 80]. Как видно, сделанные с помощью различных данных, эти оценки согласованно свидетельствуют в пользу вывода о незначительном (не более 1 вес. %) содержании воды в исходном расплаве вгб.

Физико-химический анализ результатов экспериментального изучения плавления и кристаллизации пород щелочноземельной и толеитовой серий в различных  $P\text{--}T\text{--}f_{\text{O}_2}$ -условиях с привлечением информации, полученной при комплексном исследовании микровключений в главных породообразующих минералах и в ходе обобщения петрографического материала по этим сериям, позволил показать роль кристаллизационной дифференци-

ции основных расплавов в эволюции щелочноземельных магм, обосновать связь щелочноземельной тенденции развития толеит-базальтовой магмы с ранним выделением магнетита, предположить механизм, объясняющий причины различного развития щелочноземельной и толеитовой серий, и дать количественную оценку каждому из рассмотренных процессов.

### РОЛЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ СЕРИЙ

Известно, что главными нормативными минералами щелочноземельных и толеитовых магматических серий являются одни и те же минералы: клино- и ортопироксены и полевые шпаты в сочетании либо с кварцем, либо с оливином. Различаются лишь их относительные количества. Отсюда, естественно, вытекает предположение о конвергенции путей кристаллизации, т.е. о близости конечных продуктов их процессов эволюции. Действительно, еще Н. Боуэн [94] видел причину формирования как андезитовых, так и риолитовых расплавов в кристаллизационной дифференциации базальтовых жидкостей. Однако детальное изучение природных вулканических серий обнаруживает существенные различия путей эволюции толеитовых и щелочноземельных магм. В самом деле, подводный вулканизм в пределах срединных океанических хребтов дает в качестве конечных продуктов ферробазальты с содержанием  $\text{SiO}_2$ , близким к таковому в исходной магме (около 50 вес. %), а щелочноземельные серии включают заметные объемы лав дацитового и риолитового состава.

Для установления участия процессов кристаллизационной дифференциации в эволюции щелочноземельных магм мы провели сравнение вариаций составов изученных магматических серий с фундаментальными диаграммами плавкости силикатных систем, а также балансовые расчеты связей между составами членов коагматических серий и минералов, выделяющихся при охлаждении соответствующих магм.

Возвращаясь к экспериментально установленным фактам появления ортопироксенов в ходе эволюции щелочноземельных магм и отсутствия этого минерала в магматических сериях океанических толеитов, следует подчеркнуть, что более высокие содержания гиперстена в нормативном составе щелочноземельных расплавов в значительной мере определяют возможность их дифференциации в область кислых составов. Это хорошо видно на примере квазибинарного разреза форстерит—диопсид и бинарной системы форстерит—кремнезем. В первом случае диаграмма плавкости приближенно отвечает бинарной эвтектике, и вплоть до самых поздних стадий кристаллизации мы имеем оливин-нормативные составы. Во втором случае вследствие инконгруэнтного плавления эвстатита при низких давлениях область конечной кристаллизации отвечает кварц-нормативным составам.

На основании этого можно заключить, что толеитовые магмы, для которых ортопироксен не характерен и фигуративные точки которых проектируются ближе к граничному разрезу оливин—клинопироксен, на протяжении значительной части их кристаллизационного интервала будут выделять оливин и клинопироксен при преобладании последнего. В ходе такой кристаллизации происходит рост железистости остаточного расплава при незначительных вариациях в нем содержания кремнезема. С другой стороны, относительно обогащенные гиперстеновым компонентом магмы щелочноземельных серий располагаются ближе к граничному разрезу оливин—кремнезем. Вследствие этого в ходе эволюции щелочноземельных серий должен происходить одновременный рост содержаний  $\text{SiO}_2$  и железистости остаточ-

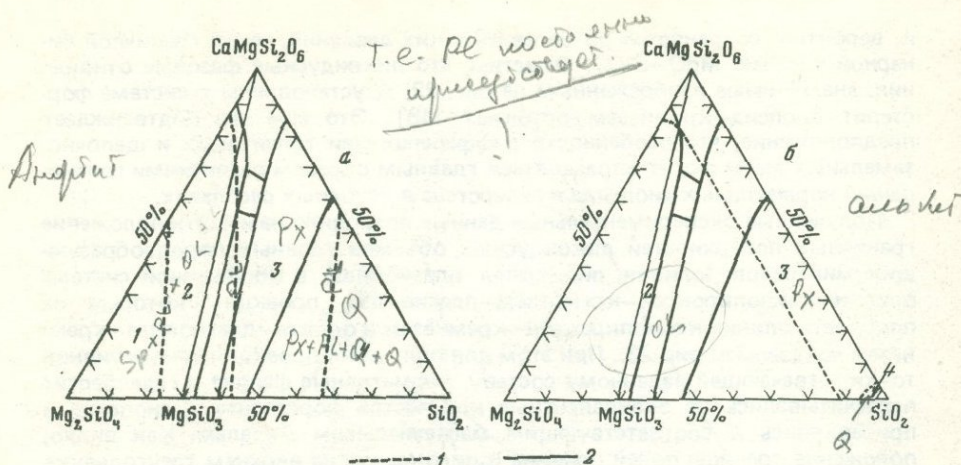


Рис. 22. Фазовые соотношения в граничных поверхностях плагиоклазов в системе форстерит—диопсид—кремнезем—плагиоклаз при 1 атм.

Перспективные проекции из вершины аноррита (а) и альбита (б) на плоскость форстерит—диопсид—кремнезем по данным [81, 109, 151, 165, 201, 214—217]

1 — проекция четырехфазовых границ (слева направо): шпинель + оливин + полевой шпат + расплав, оливин + пироксены + полевой шпат + расплав и пироксены + тридимит + полевой шпат + расплав; 2 — границы полей кристаллизации в тройной системе форстерит—диопсид—кремнезем. Цифры обозначают проекции полей первичной кристаллизации шпинели (1), оливина (2), пироксенов (3) и тридимита (4)

ного расплава. Рост железистости при приблизительно постоянном содержании кремнезема, с одной стороны, и быстрое увеличение концентрации  $\text{SiO}_2$  при умеренном росте железистости — с другой являются наиболее типичными характеристиками соответственно толеитовой и щелочноземельной магматических серий.

Различия путей кристаллизации в системах форстерит—диопсид и форстерит—кремнезем становятся еще более контрастными в присутствии дополнительных компонентов. К тому же сравнения составов изученных пород с положением котектик в трехкомпонентной системе форстерит—диопсид—кремнезем явно недостаточно ввиду сложности природных магматических образований. Учитывая то, что в изученных щелочноземельных породах в условиях опытов первым кристаллизуется плагиоклаз, а также принимая во внимание их петрохимические особенности (повышенное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в химическом составе, преобладание плагиоклаза в нормативном и модальном составах), наибольший интерес представляет рассмотрение влияния плагиоклаза на смещение котектических линий в системе диопсид—форстерит—кремнезем. Для этого мы построили перспективные проекции граничных поверхностей ликвидусных объемов аноррита и альбита из соответствующих вершин в системах диопсид—форстерит—кремнезем—анортит и диопсид—форстерит—кремнезем—альбит на плоскость диопсид—форстерит—кремнезем (рис. 22, а, б). Построение выполнено с учетом частных сечений в системах форстерит—анортит (или альбит) — диопсид, форстерит—анортит (или альбит) — кремнезем и диопсид—анортит (или альбит) — кремнезем.

Как видно из этих диаграмм, в присутствии плагиоклаза, особенно его кислотных разновидностей, инконгруэнтный характер плавления ортопироксенов, ответственный за быстрый рост содержания  $\text{SiO}_2$  в расплаве в ходе эволюции щелочноземельных серий, становится еще более подчеркнутым



и, вероятно, сохраняется до более высоких давлений, чем в граничной бинарной системе  $MgO-SiO_2$ . Отметим, что ликвидусные фазовые отношения, аналогичные изображенным на рис. 22, б, установлены в системе форстерит—диопсид—кремнезём—ортоклаз [148]. Это еще раз подтверждает предположение, что особенности дифференциации толеитовых и щелочноземельных магм могут определяться главным образом различиями соотношений нормативных диопсида и гиперстена в исходных расплавах.

Полученные экспериментальные данные позволили нам найти положение граничных поверхностей ликвидусных объемов главных породообразующих минералов (оливин, пироксены, плагиоклаз) в обобщенной системе оливин—клинопироксен—кремнезём—плагиоклаз, проекции которых на плоскости оливин—клинопироксен—кремнезём и оливин—плагиоклаз—кремнезём показаны на рис. 23. При этом для получения проекции фигуративной точки, отвечающей заданному составу, нормативные фаялит и геденбергит пересчитывались на эквивалентные количества форстерита и диопсида и прибавлялись к соответствующим магнезиальным миналам. Как видно, положение границы полей оливина и пироксенов на верхнем треугольнике этой диаграммы в общем аналогично конфигурациям соответствующих линий на предыдущих проекциях, построенных в результате обобщения экспериментальных данных для более простых систем. Однако показанные здесь границы полей оливина и пироксенов отвечают сечению многокомпонентной системы при вариациях железистости, состава нормативного плагиоклаза и содержания дополнительных компонентов, контролируемых ходом эволюции природных магм.

На рассматриваемую диаграмму нанесены также составы пород, принадлежащих к генетически связанным толеитовым и щелочноземельным сериям [106, 178]. Как видно, первичные магмы океанических толеитов проектируются очень близко к граничной системе оливин—клинопироксен, а их последовательные дифференциаты типа ферробазальтов располагаются близко к границе полей этих фаз. Для щелочноземельных серий мы в начале имеем эволюцию состава магм, которую можно связать с преимущественным фракционированием оливина, а затем путь дифференциации как бы продолжает линию, намеченную трендом океанических толеитовых магм. При этом наиболее дифференцированные ферробазальты океанических толеитовых серий оказываются достаточно близкими по соотношению главных компонентов цветных минералов к щелочноземельным андезито-базальтам. Различия между ними в основном сводятся к более высокой железистости и к более низким содержаниям нормативных полевых шпатов в океанических породах. Последнее особенно наглядно выступает при рассмотрении положения проекций фигуративных точек пород толеитовой и щелочноземельных серий относительно проекции граничной линии ликвидусных объемов плагиоклазов и фермических минералов на плоскости оливин—плагиоклаз—кремнезём (рис. 23, нижний треугольник)\*.

Таким образом, проведенный анализ позволяет заключить, что если снять эффект присутствия избыточного плагиоклаза, то эволюция щелочноземельных магм отвечает направлению нормального процесса кристаллизационной дифференциации. Избыток плагиоклаза доказывается и присутствием в андезитах наряду с равновесным плагиоклазом I вкрапленников

\* Среди базальтов океанического дна также имеются разновидности, обогащенные глинозёмом [22, 50, 177]. Однако по соотношению петрогенных окислов они резко отличаются от вбщ щелочноземельных серий. Как хорошо видно на диаграмме  $OI-Cpx-Sil$ , составы высокоглинозёмистых разновидностей ложатся в область составов океанических толеитовых базальтов (рис. 23).

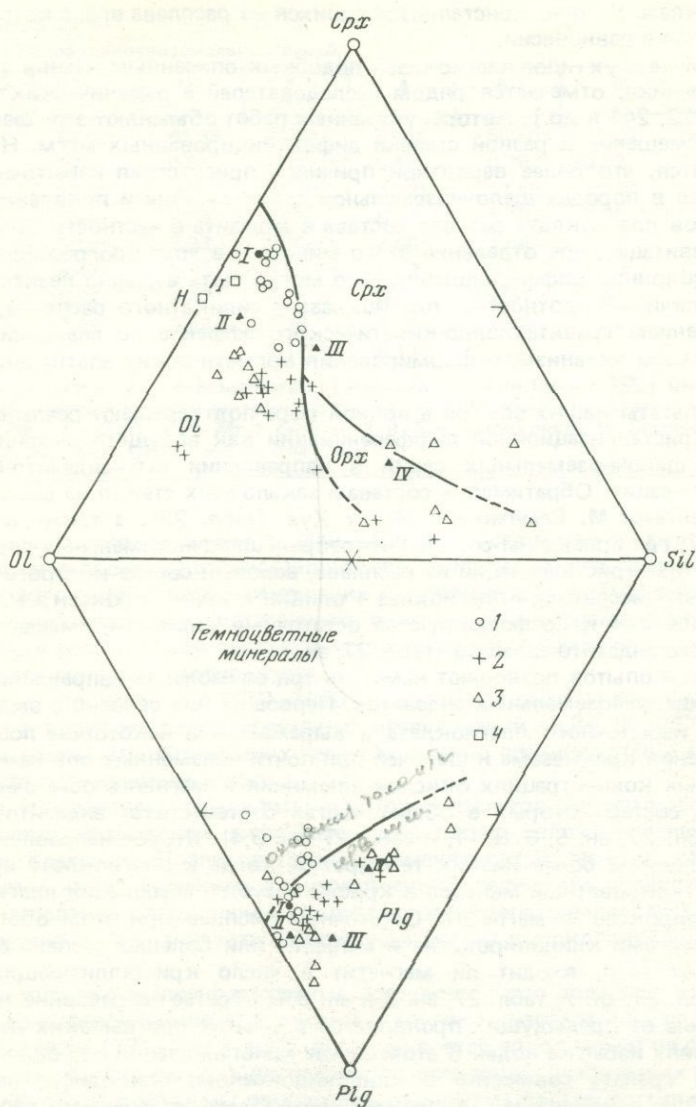


Рис. 23. Проекция границ фазовых объемов главных породообразующих минералов в системе  $Ol-Cpx-Sil-Plg$  на плоскости  $Ol-Cpx-Sil$  и  $Ol-Plg-Sil$  по результатам экспериментального изучения природных объектов в различных условиях (данные наши, а также [25, 121, 162, 192, 222, 235, 237, 242, 244])

Проекция составов: 1 — океанических толеитов [106]; 2 — щелочноземельных эффузивов Медисин Лейк, США [178]; 3 — М. Семячика; 4 — океанических вгб (Н — впадина Хесса 50, 1 — Индийский океан [177]); вгб Атлантического и Тихого океана ложатся левее границы  $Ol-Cpx$ . I-IV — изученные нами океанический толеит (№ 480), вгб, андезито-базальт и андезит М. Семячика.

плаггиоклаза II, явно кристаллизовавшихся из расплава вгб, с которым они находятся в равновесии.

Наличие двух типов плаггиоклаза, подобных описанным нами в андезитах М. Семячика, отмечается рядом исследователей в океанических толеитах [118, 222, 244 и др.]. Авторы указанных работ объясняют этот факт, привлекая смещение в разной степени дифференцированных магм. Нам представляется, что более вероятной причиной присутствия избыточного плаггиоклаза в породах щелочноземельной серии вообще и появления вкрапленников плаггиоклаза разного состава в андезите в частности было неполное гравитационное отделение этого минерала в ходе прогрессивной кристаллизационной дифференциации. Это могло быть вызвано незначительными различиями плотностей плаггиоклаза и силикатного расплава, а также проявлением гравитационно-кинетического эффекта по аналогии с предполагаемым механизмом формирования магматических апатитовых месторождений [29].

Результаты наших опытов в полной мере подтверждают реальность процесса кристаллизационной дифференциации как ведущего механизма эволюции щелочноземельных серий в направлении вгб—андезито-базальт—андезит—дацит. Обратимся к составам закалочных стекол из опытов с вгб и андезитами М. Семячика и Маунт Худ (табл. 23), а также к данным табл. 27, где приведены составы некоторых щелочноземельных пород. Видно, что при кристаллизации из расплава, валовый состав которого соответствует вгб, ассоциации плаггиоклаз + оливин  $\pm$  клинопироксен  $\pm$  магнетит в интервале 0—4 кбар формируются остаточные жидкости, имеющие состав типичного андезито-базальта (табл. 27, ан. 1).

Данные опытов позволяют наметить три возможных направления в эволюции щелочноземельных андезитов. Первое из них связано с выделением только избыточного плаггиоклаза и выражается в некотором повышении содержания кремнезема и щелочей при почти неизменных или немного пониженных концентрациях окислов алюминия и магния в остаточных жидкостях, состав которых в общих чертах соответствует андезито-дацитам (ср. табл. 23, ан. 5, 6, 8, 11, и табл. 27, ан. 3,4). Второе направление отвечает условиям более низких температур, когда к плаггиоклазу присоединяется темноцветный минерал и кристаллизуется ассоциация плаггиоклаз + ортопироксен  $\pm$  магнетит. Остаточный расплав при этом обогащается компонентами клинопироксена в меньшей или большей степени в зависимости от того, входит ли магнетит в число кристаллизующихся фаз (ср. табл. 23, ан. 7, табл. 27, ан. 2 и ан. 3,4). Третье направление эволюции в отличие от предыдущих проявляется в опытах при высоких давлениях в условиях избытка воды. В этом случае кристаллизация или одного граната, или граната совместно с клинопироксеном, или одного амфибола (табл. 22) приводит к накоплению кремнезема остаточными расплавами до уровня, характеризующего составы дацитов (ср. табл. 23, ан. 12—14, и табл. 27, ан. 5—7).

Полученный экспериментальный материал показывает, что дацитоподобные расплавы могут быть сформированы в ходе как близповерхностной, так и глубокой кристаллизационной дифференциации андезитовых магм. Однако высококальциевые гранаты, наблюдаемые среди продуктов наших опытов (табл. 22, ан. 1, 2), в щелочноземельных эффузивах не встречаются, что не подтверждает возможность образования дацитовых и более кислых магм путем фракционной кристаллизации в подкоровых областях [207].

Количественную характеристику рассматриваемого процесса можно получить расчетами баланса масс, представляя каждую породу в комагматической серии в виде алгебраической суммы некоторых количеств мине-

Таблица 27

## Составы пород щелочноземельных серий

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	54,03	63,35	61,99	62,60	65,50	65,90	65,60
TiO <sub>2</sub>	1,09	0,66	0,91	0,43	0,76	0,52	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,36	15,80	16,50	17,21	17,59	16,70	16,10
FeO	7,98	4,80	6,15	6,43	5,16	3,98	5,39
MgO	5,18	2,73	2,20	1,88	1,64	1,60	1,60
CaO	8,47	6,23	5,99	5,52	2,81	5,20	4,10
Na <sub>2</sub> O	3,84	3,42	4,33	3,86	4,64	4,63	4,20
K <sub>2</sub> O	0,89	3,02	1,76	1,94	1,90	1,46	2,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16		0,17	0,13			0,17

Примечание. 1 — андезито-базальт вулкана Медисин Лейк [178]; 2 — состав дацита, рассчитанный путем вычитания из состава жидкой фракции андезита М. Семячика 19% *Plg*<sub>3</sub>, 8% *Orx*<sub>7</sub> и 3% *Mt*<sub>4</sub>; дациты: 3, 4, 5 — палеоконуса М. Семячика, 6 — о-ва Фиджи, обр. 874 [136], 7 — о-ва Ява [249].

ралов, дающих вкрапленники в этой породе, и остаточной жидкости, находящейся в равновесии с кристаллическим осадком такого состава. Стандартная программа метода наименьших квадратов дает возможность рассчитать такие пропорции остаточного расплава и кристаллических фаз, когда между рассчитанной смесью и исходной породой наилучшим образом выполняется линейное соотношение.

Отметим, что начиная с 1969—1970 гг. подобные расчеты все шире применяются в практике петрологических исследований [5,84, 99, 257, 258]. При этом результаты балансовых расчетов обычно сравниваются с модальными составами изучаемых пород.

В табл. 28 приведены результаты некоторых расчетов баланса масс в процессе кристаллизационной дифференциации пород щелочноземельной серии Вост. Камчатки. Последовательно применяя такой расчет к каждому следующему члену изученной комагматической серии, мы убедились, что фракционирование определенных количеств конкретных минералов приведет к формированию андезита из исходной магмы высокоглиноземистого базальта.

Ввиду того что щелочноземельные эффузивы часто содержат заметное количество вкрапленников плагиоклаза и других минералов (см. гл. 2 наст. работы, а также [131, 199 и др.]) валовый состав пород может не соответствовать составу силикатных расплавов, принимавших участие в их формировании. В связи с этим мы попытались определить состав магматических жидкостей, которые первоначально содержали в себе уже некоторое количество кристаллической фазы. При этом мы руководствовались тем, что, согласно петрографическим данным, в андезито-базальте и андезите большая часть порфирировых выделений представлена плагиоклазом, а среди них подавляющее большинство выполнено высококальциевым плагиоклазом, неравновесным с вмещающими его породами (табл. 7). Поэтому, зная состав и количество этого плагиоклаза в породе, нетрудно оценить состав изначально жидкой составляющей рассматриваемой породы. В андезите, кроме плагиоклаза II, мы учли присутствие около 1 об. % магнетитного оливина (*Fo*<sub>83</sub>), также неравновесного с вмещающей породой.

Данные, полученные в результате этих расчетов, приведены в табл. 29 (ан. 3 и 5). Видно, что составы рассчитанных жидких фракций близки

Таблица 28

Результаты балансовых расчетов формирования щелочноземельных пород М. Семьячика в процессе кристаллизационной дифференциации (по валовым составам пород)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,39	49,12	56,05	56,07	59,05	59,02
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,57	0,78	0,73	0,77	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	18,61	18,93	19,81	17,54	17,43
FeO	10,17	9,66	6,52	6,55	6,94	6,99
MgO	5,74	5,64	3,53	3,52	3,56	3,53
CaO	11,97	12,19	8,89	9,35	7,32	7,07
Na <sub>2</sub> O	2,34	2,56	4,08	2,87	3,23	4,20
K <sub>2</sub> O	0,54	0,65	1,21	1,10	1,53	1,28

Примечание. 1, 3, 5 — валовые составы изученных вгб, андезито-базальта и андезита М. Семьячика соответственно; 2 — 0,54 (3) + 0,22Plg<sub>1</sub> + 0,17Cpx<sub>2</sub> + 0,02Ol<sub>2</sub> + 0,05Mt<sub>1</sub>, T = 0,288; 4 — 0,7 (5) + 0,24Plg<sub>3</sub> + 0,03Cpx<sub>4</sub> + 0,02Opx<sub>6</sub> + 0,01Mt<sub>2</sub>, T = 0,557; 6 — 0,38 (дацит, ан. 4 в табл. 28) + 0,42Plg<sub>cp</sub> + 0,05Cpx<sub>8</sub> + 0,13Opx<sub>cp</sub> + 0,02Mt<sub>4</sub>, T = 1,071. В таблицах 27—29, 31 нижний индекс у минерала обозначает номер, под которым приведен его анализ в соответствующей таблице, cp — средний из проанализированных в данной породе. В этих же таблицах T равно сумме квадратов отклонений при решении балансовых уравнений методом наименьших квадратов.

Таблица 29

Результаты балансовых расчетов генерации андезитовых расплавов в ходе кристаллизационной дифференциации жидких фракций щелочноземельных пород М. Семьячика

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,39	50,02	56,83	57,79	60,70	60,41
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,49	0,87	0,81	0,87	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	19,01	17,46	18,15	15,93	16,27
FeO	10,17	10,05	7,16	7,18	7,53	7,62
MgO	5,74	5,80	3,90	3,89	3,49	3,39
CaO	11,97	10,03	8,13	7,74	6,24	6,90
Na <sub>2</sub> O	2,34	2,93	4,31	3,15	3,53	3,54
K <sub>2</sub> O	0,54	0,67	1,34	1,28	1,71	1,49

Примечание. 1 — валовый состав вгб; 2 — 0,49 (3) + 0,32Plg<sub>4</sub> + 0,06Cpx<sub>2</sub> + 0,07Ol<sub>4</sub> + 0,05Mt<sub>1</sub>, T = 1,664; 3 — состав жидкой составляющей андезито-базальта; 4 — 0,75 (5) + 0,19Plg<sub>4</sub> + 0,01Cpx<sub>3</sub> + 0,04Opx<sub>6</sub> + 0,01Mt<sub>2</sub>, T = 0,600; 5 — состав жидкой составляющей андезита; 6 — 0,75 (дацит, ан. 4 в табл. 27) + 0,12Plg<sub>cp</sub> + 0,07Cpx<sub>8</sub> + 0,05Opx<sub>cp</sub> + 0,01Mt<sub>4</sub>, T = 1,716.

к валовым составам андезито-базальта и андезита, отличаясь от последних повышенными содержаниями большинства петрогенных окислов, за исключением глинозема и окиси кальция. В этой же таблице показаны результаты балансовых расчетов процесса кристаллизационной дифференциации уже только силикатных жидкостей (ан. 2, 4 и 6), т.е. количественно охарактеризована эволюция жидкой составляющей пород щелочноземельной серии. По результатам этих расчетов формирование андезитового расплава в процессе эволюции магмы высокоглиноземистого базальта (табл. 29, ан. 1) могло происходить в процессе кристаллизации породообразующих минералов, входящих в равновесную ассоциацию с жидкостью

соответствующего состава. От результатов расчетов баланса масс по валовым составам пород (табл. 28) данные табл. 29 отличаются в основном количествами генерируемого расплава и образующегося плагиоклаза. Исходя из теоретических предпосылок проведения расчетов с учетом только жидких фракций изученных пород, наблюдаемые различия являются вполне закономерными.

Таким образом, физико-химический анализ собственных и литературных экспериментальных данных, а также результаты балансовых расчетов, проведенных с учетом как валовых составов пород щелочноземельной серии, так и составов только их жидких составляющих, убедительно показали, что в эволюции щелочноземельных магм Вост. Камчатки от вгб до андезита ведущая роль принадлежит процессу кристаллизационной дифференциации основных расплавов, особенностью которого является неполная гравитационная отсадка плагиоклаза.

### РАННЯЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МАГНЕТИТА

При рассмотрении основных причин, вызывающих формирование андезитовых расплавов в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, особая роль отводится магнетиту, фракционирование которого на ранних этапах кристаллизации обеспечивает щелочноземельную направленность эволюции базальтового расплава. Наиболее последовательно эта гипотеза развита в работах Е. Осборна [198, 199 и др.]. Согласно его представлениям, дифференциация базальтовой магмы в условиях повышенной летучести кислорода, характерных для геосинклинальных областей, вызывает раннюю кристаллизацию магнетита, что приводит к обогащению остаточного расплава кремнеземом при незначительном росте железистости магмы, т.е. появляются расплавы с типичными характеристиками щелочноземельных серий.

Петрографические наблюдения, а также обнаружение высокотемпературного магнетита в качестве минерала-узника микровключений в породообразующих минералах изученных пород позволили предположить, что формирование щелочноземельной серии М. Семячика происходило при повышенной летучести кислорода, когда магнетит устойчив и появляется на ликвидусе соответствующих магм. Действительно, летучесть кислорода в процессе образования щелочноземельных пород М. Семячика оценена нами в пределах  $10^{-5} - 10^{-8}$  бар, т.е. на 1–2 порядка выше  $f_{O_2}^{NNO}$ . Между тем, как показали наши эксперименты, при летучести кислорода, контролируемой буфером никель—бунзенит, магнетит уже является близиквидусным минералом щелочноземельных расплавов, кристаллизуясь практически одновременно с плагиоклазом (например, рис. 20, а). Поэтому условия повышенной летучести кислорода будут способствовать его кристаллизации как ликвидусной фазы.

Согласно нашим оценкам, кристаллизация щелочноземельных пород М. Семячика происходила при более высокой летучести кислорода, нежели формирование толеитовых и щелочных пород [82, 128, 158, 221, 224, 235 и др.]. Правильность этих оценок подтверждается экспериментальными данными об относительно высокой устойчивости магнетита в эффузивах М. Семячика по сравнению с подобными породами из других регионов. Сюда входят и результаты наших опытов по кристаллизации щелочноземельного андезита из района вулкана Маунт Худ (Высокие Каскады, Орегон, США), представленные на рис. 21 и близкие к данным Д. Эгглера и К. Бернема [122] для этой же породы, Д. Эгглера [120] — для андезитов

Таблица 30

Балансовый расчет генерации остаточного расплава Скергаардской расслоенной интрузии по механизму фракционной дифференциации

Состав	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	49,97	2,98	13,41	13,65	6,60	11,10	2,49	0,40
2	49,15	2,98	13,54	13,65	6,61	11,11	2,55	0,41

Примечание. 1 — исходная магма С, 2 — рассчитанный состав смеси:  $0,482E + 0,242Plg(An_{3,6}) + 0,169Cpx(Wo_{3,6}En_{3,9}Fs_{2,5}) + 0,100Pi(Wo_9En_{5,1}Fs_{4,0}) + 0,007Mt(Mt_{5,0}Ulv_{5,0})$ ,  $T = 0,088$ . Здесь *Plg*, *Cpx*, *Pi* и *Mt* — минералы, находящиеся в равновесии с остаточным расплавом *E*, который генерируется в процессе фракционирования указанных минеральных фаз из исходной магмы *C*, *C*, *E*, *Plg*, *Cpx* и *Pi* — из [97], *Mt* — из [66].

вулкана Парикутин (Мексика), Дж. Ричи и Д. Эгглера [209] — для щелочноземельных пород вулкана Кратер Лейк (Орегон, США) и результаты экспериментального изучения андезита Акита-комагатаке (Япония) при различной летучести кислорода [220], магнетит в котором кристаллизуется практически в тех же  $T-f_{O_2}$ -условиях, что и в изученных породах Америки.

Таким образом, имеющиеся экспериментальные данные и оценки летучести кислорода в ходе формирования серий вулканических пород различного состава, а также сходных пород других щелочноземельных серий свидетельствуют, что характерной чертой процесса кристаллизации щелочноземельных эффузивов М. Семячика является повышенная летучесть кислорода.

Как показали выполненные нами балансовые расчеты (см. табл. 28), для того чтобы выбранная щелочноземельная серия могла быть сформирована в процессе кристаллизационной дифференциации, количество магнетита, образующегося при переходе от  $w_B$  к андезито-базальту, должно составлять более 5%. Много это или мало? Сравним эту величину с тем количеством магнетита, которое выделяется при кристаллизации основной магмы в закрытой системе. Для этой цели мы использовали экспериментальные данные П. Редера и Р. Эмсли [212] по равновесному распределению железа и магния между оливином и жидкостью, полученные ими при изучении базальтовых расплавов в условиях различной летучести кислорода. По предложенному в этой работе уравнению была рассчитана степень окисленности железа и принято, что она остается постоянной в интервале  $1200-1250^\circ C$ . Это позволило нам выразить константу реакции образования магнетита через весовые доли FeO и FeO<sub>1,5</sub> в расплаве. Определяя, насколько изменяются весовые доли этих компонентов при кристаллизации некоторого количества каждого из породообразующих минералов, мы смогли оценить соотношения, в которых кристаллизуются главные силикатные фазы и магнетит. Оказалось, что в условиях закрытой системы количество выделяющегося магнетита почти на порядок меньше, чем величина, полученная в результате балансовых расчетов для щелочноземельных пород Вост. Камчатки. Потом мы обратились к данным по Скергаардской расслоенной интрузии, как к природной системе, кристаллизовавшейся в закрытых условиях, воспользовавшись данными из работы К. Брукса и Т. Нильсена [97]. Расчет баланса масс показал (табл. 30), что и здесь магнетит кристаллизуется почти в столь же малых количествах, как и в случае использования данных П. Редера и Р. Эмсли по равновесию оливин—расплав.

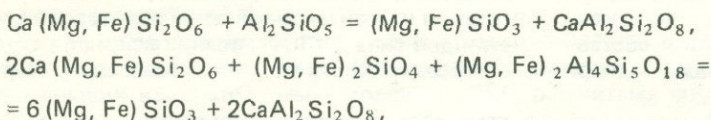
На основании полученных данных можно сделать вывод о том, что интенсивная кристаллизация магнетита связана с дополнительным по сравнению с закрытой системой окислением магм и играет существенную роль в балансе вещества при формировании щелочноземельных магм Вост. Камчатки.

### ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ИСХОДНОЙ МАГМЫ С ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ

Выше отмечались основные черты петрохимии щелочноземельных магм, отличающие их от толеитовых расплавов, — повышенные содержания нормативных (и модалных) гиперстена и полевых шпатов, а также их влияние на ход процессов кристаллизационной дифференциации. В предыдущем разделе показано, что особенностью кристаллизационной дифференциации щелочноземельных магм Вост. Камчатки является протекание ее в условиях повышенной летучести кислорода.

Нам представляется, что в качестве наиболее реальной причины появления этих характеристик выступает взаимодействие родоначальной магмы с окружающей средой, в результате чего первая приобретает черты химизма высокоглиноземистого базальта, дальнейшая эволюция которого происходит в условиях повышенной летучести кислорода.

В настоящее время существует целый ряд разнообразных гипотез, каждая из которых удовлетворительно объясняет лишь некоторые черты, присущие щелочноземельным магмам. Повышение летучести кислорода в очаге магмообразования не может быть результатом только селективной потери водорода магматическим расплавом, как это следует из не вошедшей в гл. 1 гипотезы Дж. Кеннеди [27] вследствие установленной относительной сухости магм изученной серии. В качестве альтернативы можно предложить ассимиляцию толеитовой магмой высокоглиноземистого материала (метапелитов). На возможность протекания подобных процессов обратил внимание В.С. Соболев [62]. Их можно проиллюстрировать на примере следующих реакций:



показывающих, что взаимодействие силикатов алюминия, кордиерита или других высокоглиноземистых минералов метапелитов с нормативным диоксидом базальтового расплава приводит к росту содержания гиперстенового и анортитового компонентов. Одновременно происходит и повышение летучести кислорода в очаге магмообразования за счет присутствия в поступающем высокоглиноземистом материале окисленных форм металлов переменной валентности, в первую очередь железа. Дополнительный вклад в этот процесс вносит и диссипация водорода из расплава сквозь стенки магматической камеры. Такие модифицированные ассимиляцией метапелитов расплавы могут в ходе кристаллизационной дифференциации при неполной гравитационной сепарации плагиоклаза давать андезиты или еще более кислые составы.

Прямым доказательством этого служат результаты наших опытов со смесями толеитовых базальтов и глубоководных илов из Центрально-Американского желоба, состав которых весьма близко имитирует состав более основных членов щелочноземельных вулканических серий (табл. 6). Проведенные нами эксперименты показали, что в ходе частичного плавления

*вариант формирования, если нет — нет, т.к. столько же (магматический) выделит.*



ния андезито-базальтовых составов могут получаться расплавы, весьма близкие к типичным андезитам. В табл. 31 (ан. 1, 2) даны составы закалочного стекла из наших опытов со смесью 0,34 толеитовый базальт + 0,66 ил и андезита вулкана Парикутин, Мексика [120], откуда видно, что содержания большинства окислов в них весьма близки. Основываясь на этих данных, можно предположить, что различные степени плавления предварительно смешанных океанических осадков и толеитовых базальтов могут быть причиной вариаций составов эффузивов щелочноземельных серий.

В случае экспериментов со слоистой шихтой процессу частичного плавления осложнены необратимыми диффузионными явлениями. При этом различные компоненты обнаруживают неодинаковую подвижность. Общие черты химизма расплавов в базальтовой и пелитовой частях в ходе опыта контролировались составами исходных субстратов: в первой расплав существовал с типичной базитовой ассоциацией оливин + плагиоклаз, в другой — с высокоглиноземистой фазой (муллитом?). Отсюда следует, что химические потенциалы главных петрогенных окислов за время эксперимента не успели выровняться по всей длине образца. Тем не менее некоторые компоненты, в частности калий, обнаруживают подвижность на значительном расстоянии. Так, содержание  $K_2O$ , достигающее в зоне контакта базальтового слоя 1,41 вес. % (табл. 24, ан. 3), в стекле из нижней зоны этого же слоя, хотя и понижается до 0,73 вес. % (табл. 24, ан. 2), все-таки остается гораздо более высоким, чем в исходном базальте (0,18 вес. % — табл. 25, ан. 1). Отметим, что некоторая доля в общем повышении концентрации  $K_2O$  в стекле из нижней зоны базальтового слоя могла быть обеспечена накоплением этого компонента в остаточном расплаве при кристаллизации минералов с низким содержанием  $K_2O$  (оливина и основного плагиоклаза).

Другими словами, закалочные стекла в большей части базальтового слоя имеют толеитовый состав (табл. 24, ан. 2) и только в узкой зоне непосредственного контакта с пелитовым материалом диффузия вещества обеспечивает появление расплавов, по составу практически идентичных андезито-базальту вулкана Парикутин, Мексика (табл. 31, ан. 3,4). В то же время составы закалочных стекол из контактовой зоны пелитового слоя весьма близки к составу гранитоидов типа S [104], возникающих в результате анатексиса кордиерит- и гранатсодержащих метаморфических пород (табл. 31, ан. 5, 6).

Таким образом, согласно проведенным экспериментам, щелочноземельные расплавы могут формироваться как при плавлении механически перемешанного материала базальтового и осадочного слоев океанической коры, так и при частичном плавлении исходных слоистых толщ. В последнем случае в образовании щелочноземельных магм существенную роль могут играть диффузионные явления.

Возможность ассимиляции высокоглиноземистого материала при формировании андезитовых расплавов подтверждается геологическими фактами. Так, в андезитах Курильских островов отмечаются ксенолиты кордиеритсодержащих пород [67]. В эффузивах щелочноизвестковой серии Японии описаны небольшие обломки полностью перекристаллизованных глинистых осадков, окруженные агрегатами короткопризматического и зернистого плагиоклаза [160]. Кроме того, согласно данным С. А. Федотова [69], очаги андезитовых магм должны концентрироваться вблизи нижней границы чехла осадочных пород. Там, по-видимому, и создаются оптимальные условия для взаимодействия между магматическим расплавом и метаморфизованными осадками.

Наличие в эффузивах щелочноземельных серий вкрапленников почти

Таблица 31

Сравнение составов закалочных стекол из опытов и некоторых эффузивных и интрузивных пород (объяснения в тексте)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61,37	61,04	57,09	57,45	68,62	66,9
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,92	1,11	0,92	0,88	0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	17,46	15,58	18,16	19,55	15,5
FeO	4,59	3,34	7,12	6,33	2,11	5,0
MgO	5,13	3,83	5,73	5,04	1,44	2,5
CaO	5,13	6,36	9,45	7,03	2,37	2,8
Na <sub>2</sub> O	2,36	4,34	2,51	3,72	1,54	3,2
K <sub>2</sub> O	2,27	1,70	1,41	1,34	3,04	3,4

Примечание. 1 — средний состав стекла из опытов со смесью 0,34 (487–20–2–56) + 0,66 (487–10–3–50); 2 — андезит, вулкан Парикутин, Мексика [120]; 3 — стекло из верхней зоны базальта (зоны контакта) в двуслойном опыте; 4 — средний состав андезито-базальта, вулкан Парикутин, Мексика (рассчитан нами по пяти анализам из работы [252]); 5 — стекло из нижней зоны серо-зеленого ила (зоны контакта) в двуслойном опыте; 6 — гранатсодержащий гранодиорит (Юго-Восточная Австралия, [138]). 1, 3, 5 — аналитик Г.Н. Муравичская.

чистого анортита [160, 247], явно неравновесных с магмой даже на самых ранних стадиях кристаллизации, может быть также объяснено с позиций гипотезы ассимиляции базальтовой магмой определенного количества глиноземистого материала. В этом случае, согласно приведенным выше реакциям, должен происходить рост концентрации анортитового компонента при постоянстве содержания в магме альбита, т.е. увеличение отношения  $An/Ab$ . Кроме того, вблизи участков, обогащенных глиноземом, будет резко возрастать активность анортитового компонента, что при недостаточно высокой скорости диффузии натрия в расплаве может привести к выделению из него плагиоклаза с гораздо более высоким содержанием анортита, чем в равновесной фазе.

Рассмотрим взаимодействие толеитовых расплавов и метапелитов в более количественном плане. Используя стандартную программу метода наименьших квадратов, мы с помощью ЭВМ рассчитали такие пропорции исходных толеитового расплава и метапелита, а также магм щелочноземельного ряда и различных минералов, могущих быть с ними в равновесии, при которых между их составами наилучшим образом выполняются линейные соотношения. В этих расчетах мы оперировали конкретными составами развитых на изучаемой территории пород [14, 42], микроскопическими анализами породообразующих минералов, а также кристаллических фаз, полученных в результате проведенных экспериментов.

Примеры результатов подобных расчетов приведены в табл. 32 (ан. 1, 2). Видно, что усвоение расплавом океанического толеита примерно 8% усредненной метаморфической породы кристаллического фундамента Камчатки приводит к образованию магмы изученного вГб, а кристаллический осадок при этом состоит из плагиоклаза и клинопироксена при резком преобладании последнего. В этом примере за исходную жидкость для щелочноземельных серий принят изученный высокоглиноземистый базальт. Подобный результат получается и в том случае, если в качестве исходной брать магму, соответствующую расплаву в микровключениях.

Однако полученный в этом примере состав кристаллического осадка противоречит некоторым петрографическим данным по щелочноземель-

Таблица 32

Результаты балансовых расчетов генерации расплавов высокоглиноземистых базальтов в процессе ассимиляции исходными толеитовыми магмами высокоглиноземистого материала

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,39	48,57	51,73	51,94	51,50	52,69
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,74	0,66	1,12	0,70	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	18,30	20,18	19,05	22,68	15,81
FeO	10,17	10,78	8,48	8,34	7,72	6,35
MgO	5,74	5,25	4,40	4,13	3,31	9,19
CaO	11,97	11,52	11,68	12,12	10,44	12,14
Na <sub>2</sub> O	2,34	3,30	2,56	2,83	3,21	1,13
K <sub>2</sub> O	0,54	0,45	0,31	0,47	0,44	1,64

Примечание. 1 — валовой состав вгб (М. Семячик); 2 — 1,24 океанический толеит (обр. 480) + 0,08 гнейс [14] — 0,05Plg<sub>1</sub> — 0,27Срх<sub>2</sub>, T = 0,579; 3 — расплав из микровключения в плагиоклазе II андезита; 4 — 1,19 пикрит [153] = 0,14 филлит [42] + 0,02Mt<sub>4</sub> — 0,35Ol<sub>1</sub>, T = 0,465; 5 — расплав из микровключения в плагиоклазе вгб; 6 — 2,49 меймечит [55] + 0,22 филлит [42] — 1,66Ol<sub>1</sub> — 0,05Срх<sub>2</sub>, T = 5,442. Большая величина T свидетельствует о наличии фаз, неучтенных при расчете. 3,5 — аналитик Г.Н. Муравицкая.

ным породам М. Семячика. Как отмечалось при изложении результатов экспериментов, по данным термометрии расплавных микровключений в оливине из вгб, этот минерал кристаллизуется сразу вслед за высококальциевым плагиоклазом, а образование клинопироксена начинается при более низких температурах. Из этого видно, что моноклинный пироксен не должен в большом количестве присутствовать в наиболее ранних кумулятах изученных щелочноземельных пород.

Принимая во внимание эти данные и учитывая исследования последних лет [83, 108, 130, 153 и др.], а также результаты проведенного нами физико-химического анализа процессов плавления мантийного лерцолита в условиях различных давлений [53], можно предположить, что расплав океанического толеита не является примитивной жидкостью, непосредственно выплавляющейся из вещества мантии. Более вероятно, что мантийные выплавки отвечают по составу высокомагнезиальным магмам типа толеитовых пикритов, коматиитов и меймечитов.

Балансовые расчеты, произведенные с учетом последних данных, показали, что смешение пикритовой магмы с высокоглиноземистым материалом кристаллического фундамента Камчатки дает исходный для этой щелочноземельной серии высокоглиноземистый расплав при отсадке большого количества оливина и аккумуляции незначительного количества магнетита (табл. 32, ан. 3, 4). Если контаминации высокоглиноземистым веществом подвергается первичная магма, имеющая состав восточнокамчатского меймечита, то с исходным расплавом вгб будет равновесна минеральная ассоциация клинопироксен + оливин при абсолютном преобладании последнего (табл. 32, ан. 5, 6).

Следует отметить, что нельзя полностью отвергать возможность генерации высокоглиноземистых базальтовых расплавов при взаимодействии толеит-базальтовой магмы с веществом метапелитов, так как в ходе этого процесса, согласно проведенным балансовым расчетам, происходит кристаллизация значительного количества клинопироксена. Последний же является существенной составной частью включений габброидных пород, наиболее характерных для эффузивов М. Семячика, наряду с основным

плагиоклазом и магнезиальным оливином. При этом большинством исследователей эти включения рассматриваются как гомеогенные [40, 57 и др.]. Как видно из результатов балансовых расчетов, ассимиляция основными магмами высокоглиноземистого вещества должна сопровождаться формированием кумулятов, состоящих преимущественно из плагиоклаза, оливина и клинопироксена, что хорошо согласуется с имеющимися данными по составу родственных включений в вулканитах М. Семячика. Об участии, причем нередко в существенном масштабе, материала земной коры в формировании щелочноземельных магм говорят геохимические данные, включая изотопные исследования, и по многим другим районам земного шара: Африки [87], Индонезии [248], Перу [156, 247], Франции [210], Шотландии [101, 243], Японии [154, 155, 161].

Можно также отметить, что в геологической литературе последних лет все чаще описываются метаморфические породы пелитового состава, минеральные ассоциации которых позволяют считать их продуктами воздействия относительно высоких (до 8—10 кбар) давлений на осадочный материал [32, 132, 218]. Эти факты свидетельствуют о возможности погружения высокоглиноземистого материала в области значительных глубин, где он может вступать во взаимодействие с интродуцируемыми мантийными расплавами, и заставляют с большей серьезностью отнестись к роли ассимиляции в процессе происхождения не только современных, но и более древних щелочноземельных магматических серий.

Таким образом, на основании изложенных в этом разделе геологических и петрографических данных, а также результатов балансовых расчетов со всей очевидностью вытекает, что процессы ассимиляции базальтовой магмой окисленного высокоглиноземистого субстрата могут являться основной причиной различия путей эволюции щелочноземельной и толеитовой серий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные, полученные при экспериментальном исследовании щелочно-земельных и толеитовых эффузивов, дополненные количественными характеристиками процессов их генерации и эволюции, в сочетании с результатами анализа литературных сведений по этим породам послужили основой для следующих выводов о составе исходной магмы для щелочно-земельных пород Вост. Камчатки и особенностях ее формирования и развития, а также о причинах различия эволюции магм толеитовой и щелочно-земельной серий.

1. Исходной магмой для пород щелочноземельной серии Вост. Камчатки является расплав высокоглиноземистого базальта с весьма низким содержанием воды. Это доказано данными рентгеноспектрального анализа гомогенизированных стекол из первичных микровключений во вкрапленниках высококальциевого плагиоклаза, который является ликвидусной фазой расплава вгб. Об относительной сухости исходной магмы (содержание воды в пределах 1 вес. %) свидетельствует близость температур кристаллизации ликвидусного плагиоклаза из расплава вгб в безводных условиях и гомогенизации расплавных включений в основном плагиоклазе вгб и андезита, с одной стороны, а также совпадение этих величин с температурой кристаллизации вгб, рассчитанной по плагиоклазовому геотермометру в условиях  $P_{H_2O} \leq 0,5$  кбар, — с другой. Об этом же говорит факт отсутствия амфибола как среди минералов-узников включений, так и среди вкрапленников в щелочноземельных эффузивах М. Семячика.

2. Кристаллизационная дифференциация при неполной отсадке плагиоклаза была ведущим процессом в эволюции состава щелочноземельных пород Вост. Камчатки от вгб до андезита. Для обоснования этого вывода мы, с учетом наших данных по составам закалочных стекол в продуктах экспериментов, а также с привлечением материалов экспериментального изучения ликвидусных равновесий в природных базальтах и андезитах, выполненных другими исследователями, определили положение граничных поверхностей ликвидусных фазовых объемов главных породобразующих минералов изученных вулканитов в обобщенной системе оливин—клинопироксен—кремнезём—плагиоклаз и построили проекции этих граничных поверхностей на плоскости оливин—диопсид—кремнезём и оливин—плагиоклаз—кремнезём. Сопоставление составов пород щелочно-земельных серий М. Семячика и некоторых других с этой фазовой диаграммой показало, что по соотношению компонентов цветных минералов составы пород близки к котектическим границам, но плагиоклаз в них присутствует в избытке по сравнению с котектическими пропорциями в сухих условиях. Факт неполного гравитационного разделения плагиоклаза и остаточной жидкости доказывается и присутствием в андезитах наряду с равновесным полевым шпатом вкрапленников высококальциевого плагиоклаза, явно выделявшихся из расплава, имеющего состав вгб. С количественной стороны роль процесса кристаллизационной дифференциации в формировании изученной щелочноземельной серии охарактеризо-

вана расчетами баланса масс, которые показали, что фракционирование определенных количеств конкретных породообразующих минералов приведет к генерации андезитового расплава из исходной высокоглиноземистой базальтовой магмы.

3. Интенсивное выделение магнетита при переходе от вгб к андезито-базальту связано с дополнительным по сравнению с закрытой системой окислением исходной магмы в результате взаимодействия ее с окружающей средой и играет существенную роль в балансе вещества при дифференциации щелочноземельных расплавов. Об этом свидетельствуют как экспериментальные данные, полученные в опытах по плавлению щелочноземельных эффузивов М. Семячика в различных  $P-T-f_{O_2}$ -условиях, так и данные по расплавленным микровключениям в минералах изученных щелочноземельных пород. К такому же выводу нас приводят проведенные расчеты баланса масс в ходе процесса фракционирования кристаллических фаз на стадии изменения от вгб до андезито-базальта, показавшие, что масса образующегося при этом магнетита почти на порядок выше того количества рудного минерала, которое кристаллизуется из базальтовой магмы в условиях закрытой системы, подобных условиям становления Скергаардской расслоенной интрузии. Выделение заметных количеств магнетита в ходе кристаллизации щелочноземельных магм Вост. Камчатки явилось следствием сравнительно высоких значений летучести кислорода. Величины  $f_{O_2}$ , оцененные нами по железистости фемических минералов из этих пород, в среднем на 2 порядка выше, чем для буфера кварц-фаялит-магнетит.

4. В качестве основной причины различия путей эволюции щелочноземельной и толеитовой серий могут выступать процессы ассимиляции толеитовой магмой мантийного происхождения окисленного высокоглиноземистого осадочного материала. Последующая кристаллизационная дифференциация возникших гибридных расплавов в условиях повышенной летучести кислорода и при неполной гравитационной сепарации плагиоклаза приводит к формированию пород с типичными щелочноземельными характеристиками. Этот вывод качественно подтверждается при рассмотрении реакций взаимодействия высокоглиноземистых минералов метапелитов с нормативным диопсидом исходной толеитовой магмы, в результате чего происходит рост содержаний гиперстенного и анортитового компонентов в расплаве и тем самым создаются необходимые предпосылки для дальнейшей эволюции гибридного расплава в соответствии с трендом щелочноземельных серий. В количественном плане правильность сделанного вывода доказывается прежде всего данными экспериментального плавления смеси толеитового базальта и пелитового глибоководного материала, показавшими, что вовлечение в процесс частичного плавления участков океанической земной коры с разным соотношением базальтовых и осадочных пород может быть причиной формирования типичных щелочноземельных магм. При этом доля глинистого вещества в плавящемся субстрате может быть весьма значительной. Количественная характеристика процесса ассимиляции получена также в результате балансовых расчетов, продемонстрировавших, что исходная магма щелочноземельной серии Вост. Камчатки может возникнуть в результате усвоения сравнительно небольшого количества глинистого материала высокомагнезиальным расплавом типа толеитового пикрита, являющимся, по всей вероятности, первичной магмой толеитовых серий. Кроме того, кристаллический осадок, образованием которого, согласно результатам балансовых расчетов, сопровождается процесс ассимиляции, по минеральной ассоциации и относительным количествам входящих в него фаз соответ-

ствуует наиболее часто встречающимся в эффузивах М. Семячика гомеогенным включениям габброидных пород.

Прежде чем закончить рассмотрение основных результатов проведенного исследования и выводов, сделанных на их основе, отметим одно важное, на наш взгляд, обстоятельство. Как показал обзор литературных данных, большинством исследователей выдвигаются и поддерживаются такие механизмы формирования серий щелочноземельных пород, в которых присутствие воды в системе выступает обязательным условием для генерации щелочноземельных магм. Однако полученные нами данные убедительно свидетельствуют о том, что ранняя массовая кристаллизация магнетита может обеспечить щелочноземельную тенденцию развития исходного расплава вгб, содержащего незначительное количество воды. Вместе с тем эксперименты с андезитами М. Семячика и Маунт Худ показали, что действие этого механизма ослабевает или же совершенно прекращается на стадии генерации дацитовых расплавов в ходе прогрессивной кристаллизационной дифференциации исходной высокоглиноземистой базальтовой магмы в безводных условиях. Можно предполагать, что начиная с этого момента в эволюции щелочноземельных серий все большая роль принадлежит воде, накапливающейся в остаточных расплавах и вызывающей кристаллизацию сначала амфибола, а затем и биотита, а также способствующей более эффективному протеканию процессов гравитационной сепарации выделяющихся твердых фаз.

Реально оценивая значения полученных результатов, необходимо отдавать себе отчет в известной их ограниченности. Это вызвано прежде всего тем, что поставленные задачи решались на примере конкретного геологического объекта — одной из серий щелочноземельных эффузивов современного вулкана М. Семячик в Вост. Камчатке. Поэтому распространение полученных в настоящей работе выводов на происхождение андезитов вообще кажется преждевременным.

В связи с этим представляется целесообразным продолжить комплексное изучение физико-химических условий генерации андезитовых магм на других щелочноземельных сериях, предварительные данные по которым позволяют предполагать большую роль воды в их формировании. В дальнейшем было бы полезно расширить круг изучаемых объектов, включив в него близповерхностные интрузии, являющиеся гипабиссальными аналогами щелочноземельных эффузивных серий. Эти малоглубинные магматические комплексы особенно интересны, поскольку связаны с меднопорфировым оруденением, нередко дающим крупные месторождения [65, 119 и др.].

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдейко Г.П., Храмов Н.А.* Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. — В кн.: *Вулканические фации Камчатки*. М.: Наука, 1969, № 1, с. 133—144.
2. *Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б.* и др. Систематика магматических горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1978, № 10, с. 17—25.
3. *Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.К.* Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами. — В кн.: *Вулканизм и его динамика*. М.: Наука, 1977, с. 115—122.
4. *Бабанский А.Д., Соловова И.П., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Исходные магмы щелочноземельных серий по данным изучения расплавных микровключений. — ДАН СССР, 1980, 253, № 4, с. 945—947.
5. *Барсуков В.Л., Козарко Л.Н., Поляков А.И.* и др. Дифференциация базальтоидных расплавов и формирование серий вулканических пород островов Южной Атлантики. — *Геохимия*, 1979, № 11, с. 1587—1600.
6. *Белоусов А.Ф.* Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. — *Геол. и геофиз.*, 1967, № 5, с. 26—34.
7. *Белоусов А.Ф.* О природе связи между базальтоидными и салическими породами в эффузивных ассоциациях. — В кн.: *Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород*. М.: Наука, 1972, с. 146—160.
8. *Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А.* и др. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана. — *Бюл. вулканол. станций*, 1978, № 54, с. 41—52.
9. *Влодавец В.И., Морозов А.И., Троицкий В.Д.* Вулкан Малый Семьячик. — *Бюл. вулканол. станции*, 1948, № 15, с. 19—27.
10. *Геншафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.
11. *Геншафт Ю.С., Соловьева Т.Н., Эрлих Э.Н.* Кристаллизация высокоглиноземистого базальта при высоких давлениях. — *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1973, 48, № 6, с. 116—127.
12. *Геншафт Ю.С., Ермаков В.А., Салтыковский А.Я.* Построение региональных физико-химических моделей глубинных процессов и строения земной коры и верхней мантии. — *Физика Земли*, 1978, № 9, с. 91—110.
13. *Геология СССР/Ред. Г.М. Власов.* М.: Недра, 1964, 31, ч. 1. 733 с.
14. *Герман Л.Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 129 с.
15. *Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки/Г.И. Аносов., С.К. Биккенина., А.А. Попов и др.* М.: Наука, 1978.
16. *Горшков А.П.* Глубинное строение вулкана Малый Семьячик на Камчатке по гравиметрическим данным. — *Геол. и геофиз.*, 1973, № 4, с. 103—108.
17. *Горшков А.П.* Строение вулканической постройки и некоторые вопросы вулканического районирования (на примере вулкана М.Семьячик). — *Бюл. вулканол. станций*, 1976, № 52, с. 30—36.
18. *Горшков А.П.* Строение современного конуса вулкана М. Семьячик на Камчатке по геофизическим данным. — В кн.: *Вулканизм и геодинамика*. М.: Наука, 1977, с. 155—161.
19. *Ермаков В.А., Соловьева Т.Н., Геншафт Ю.С., Тронева Н.В.* Экспериментальное плавление амфиболитовых включений в андезитах с целью изучения их генезиса. — В кн.: *Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса*. М.: Ин-т физика Земли АН СССР, 1976, с. 3—65.
20. *Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А.* Проблема происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях. — В кн.: *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 1978, с. 8—18.
21. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.
22. *Золотарев Б.П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — *Геотектоника*, 1979, № 1, с. 22—35.
23. *Иванов Б.В.* Игнимбриты района вулканов Карымской группы. —



- В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 30.
24. *Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 94 с.
  25. *Ишбулатов Р.А.* Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлениях 25—45 кбар: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Черноголовка: Ин-т эксперим. минералогии АН СССР, 1975. 30 с.
  26. *Иодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
  27. *Кеннеди Дж.* Равновесия между летучими и окислами железа в изверженных породах. — В кн.: Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 113—132.
  28. *Керн Р., Вейсброт А.* Основы термодинамики для минералов, петрографов и геологов. М.: Мир, 1966. 278 с.
  29. *Козарко Л.Н.* Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
  30. *Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.
  31. *Кутыев Ф.Ш., Шарипов В.Н.* Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М.: Недра, 1979.
  32. *Ленных В.И., Вализер П.М., Пучков В.Н.* Глаукофановые сланцы и амфиболиты в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива (Полярный Урал). — В кн.: Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979, с. 3—31. (Тр. Ильменского гос. запoved. ; Вып. XXVI.)
  33. *Майсен Б., Бетчер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 124 с.
  34. *Максимов А.П., Кадик А.А., Коропушкина Э.Е., Иванов Б.В.* Кристаллизация андезитового расплава при заданной концентрации воды в области давлений до 12 кбар. — Геохимия, 1978, № 5, с. 669—679.
  35. *Маракушев А.А.* Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг. — В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXV сессия. Док. сов. геол. Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976, с. 353—362.
  36. *Марков М.С., Пуцаровский Ю.М., Тильман С.М.* и др. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
  37. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры океанических дуг. М.: Наука, 1975.
  38. *Масуренков Ю.П.* Включения в магматических породах и проблема возникновения магматических расплавов. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли: Материалы III Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 43—44.
  39. *Масуренков Ю.П.* Включения в современных вулканах Камчатки и проблема происхождения магм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, № 9, с. 204—214.
  40. *Масуренков Ю.П.* Проблема включений и возможности вулканической петрологии. — Бюл. вулканол. станций, № 50, с. 10—18.
  41. *Масуренков Ю.П.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
  42. *Масуренков Ю.П., Комкова Л.А.* Геодинамика и рудообразование в куполо-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Недра, 1978.
  43. *Мельник Ю.П.* Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наук. думка, 1978. 152 с.
  44. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации/Г.М. Власов, О.Г. Борисов, Е.Д. Петраченко и др. М.: Наука, 1978. 178 с.
  45. *Осборн Е.Ф.* Экспериментальные исследования давления кислорода содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, 2, с. 75—87.
  46. *Островский И.А.* Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 202 с.
  47. Петрография. /А.А. Маракушев, Т.М. Фролова, Д.С. Коржинский и др. М.: Изд-во МГУ, 1976. 4. 1.
  48. *Пугин В.А., Хитаров Н.И.* Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 176 с.
  49. *Ронов А.В., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
  50. *Рудник Г.Б.* Магматические и метаморфические породы впадины Хесса. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. (Океанол. исслед.; № 29).
  51. *Рябчиков И.Д., Богатилов О.А., Бабанский А.Д.* Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 5—18.
  52. *Рябчиков И.Д., Богатилов О.А., Бабанский А.Д.* Проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 28—31.
  53. *Рябчиков И.Д., Богатилов О.А., Пилоян Г.О., Бабанский А.Д.* Первичные магмы серой океанических толеитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 5—20.
  54. *Рябчиков И.Д., Грин Д.Х.* Роль двуокиси углерода в петрогенези-

- се высококальциевых магм. — В кн.: *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 1978, с. 49—64.
55. *Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки. — В кн.: *Петрологическое исследование базитов островных дуг*. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1978, с. 177—239.
56. *Селянгин О.Б.* Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магм в недрах вулканических аппаратов. — Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 45—52.
57. *Селянгин О.Б.* Крымская группа вулканов: Вулканы Карымский и Малый Семьячик. — В кн.: *Вулканы и геотермы Камчатки*. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 105—137.
58. *Селянгин О.Б.* О температуре образования некоторых кристаллических включений в современных вулканах Камчатки. — Бюл. вулканол. станций, 1975, № 51, с. 74—76.
59. *Селянгин О.Б.* Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Крымской группе вулканов. — В кн.: *Вулканизм и геодинамика*. М.: Наука, 1977, с. 187—201.
60. *Селянгин О.Б.* Непрерывно-дефференцированные потоки лав с включениями и вероятное устройство области дифференциации магмы под вулканом. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 57, с. 39—52.
61. *Селянгин О.Б., Брайцева О.А., Егорова И.А.* и др. Геологические и тефрохронологические исследования современного вулкана. — В кн.: *Проблемы глубинного магматизма*. М.: Наука, 1979, с. 31—49.
62. *Соболев В.С.* Образование магм и магматических горных пород. — В кн.: *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 1976, с. 112—147.
63. *Соловова И.П., Лалин В.В., Дмитриев Ю.И.* Изучение расплавных включений в минералах базитов Филиппинского моря. — *Геохимия*, 1980, № 3, с. 458—463.
64. *Соловьева Т.Н.* Экспериментальное исследование плавления базальтовых и амфиболитовых пород Камчатки при высоких давлениях: Вопросы образования магм известково-щелочной серии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1978, 28 с.
65. *Твалчрелидзе Г.А.* О типах колчеданных месторождений и провинций. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1978, № 10, с. 5—16.
66. *Узйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970, 551 с.
67. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов: Вещественный состав, происхождение, геологическое значение. Новосибирск: Наука, 1975, 139 с.
68. *Федотов С.А.* О связи вулканов с тихоокеанским факальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: *Геодинамика, магмообразование и вулканизм*. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9—20.
69. *Федотов С.А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1976, № 5, с. 25—37.
70. *Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Пугин В.А.* и др. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах. — *Геохимия*, 1971, № 9, с. 1027—1040.
71. *Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слуцкий А.Б.* Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. — *Геохимия*, 1972, № 4, с. 428—436.
72. *Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слуцкий А.Б.* и др. Оливиновый толеит, его плавление и эволюция в  $P$ - $T$ -условиях эксперимента. — *Геохимия*, 1972, № 12, с. 1470—1482.
73. *Хитаров Н.И., Пугин В.А.* Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). — В кн.: *Геодинамика, магмообразование и вулканизм*. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 250—271.
74. *Храмов Н.А., Салин Ю.С.* Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки. — В кн.: *Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки*. М.: Наука, 1966, с. 28—50.
75. *Храмов Н.А., Флоренский И.В.* Некоторые особенности фациального состава кремнисто-вулканогенной толщи Восточно-Камчатского хребта и палеогеографические условия ее формирования. — В кн.: *Вулканические фации Камчатки*. М.: Наука, 1969, с. 145—158.
76. *Штейнберг Г.С.* О кальдере вулкана Малый Семьячик. — Бюл. вулканол. ст., 1966, № 41, с. 29—30.
77. *Эрлих Э.Н.* О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — *Геотектоника*, 1965, № 1, с. 93—105.
78. *Эрлих Э.Н.* Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — *Геотектоника*, 1966, № 6, с. 48—63.
79. *Allen J.C., Boettcher A.L., Marland G.* Amphiboles in andesite and basalt. I. Stability as a function of  $P$ - $T$ - $f_{O_2}$ . — *Amer. Miner.*, 1975, 60, N 11/12, p. 1069—1085.
80. *Allen J.C., Boettcher A.L.* Amphiboles in andesite and basalt. II. Stability as a function of  $P$ - $T$ - $f_{H_2O}$ - $f_{O_2}$ . — *Amer.*

- Miner., 1978, 63, N 11/12, p. 1074-1087.
81. *Andersen O.* The system anorthite-forsterite-silica. — Amer. J. Sci. Ser. 4, 1915, 39, p. 407-454.
  82. *Anderson A.T.* The oxygen fugacity of alkaline basalt and related magmas, Tristan da Cunha. — Amer. J. Sci., 1968, 266, p. 704-727.
  83. *Arndt N.T.* Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure. — Carnegie Inst., Wash., 1976, YB-75, p. 555-562.
  84. *Banks R.* The use of linear programming in the analysis of petrological mixing problems. — Contribs Mineral. and Petrol., 1979, 70, N 3, p. 237-244.
  85. *Bayley D.K., Macdonald R.* The evolution of the crystalline rocks. L.: Acad. press., 1976, 484 p.
  86. *Bender J.F., Hodges F.N., Bence A.E.* Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 41, N 3, p. 227-302.
  87. *Betton P.J.* Isotopic evidence for crustal contamination in the Karroo rhyolites of Swaziland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 45, N 2, p. 263-274.
  88. *Biggar G.M.* Some disadvantages of Pt<sub>95</sub>Au<sub>5</sub> as a container for molten silicate. — Miner. Mag., 1977, 41, p. 555-556.
  89. *Biggar G.M.* Wire hook supports for samples in atmospheric pressure quench furnaces. — In: Progress in experimental petrology: 4th progress report of research supported by N.E.R.C. 1975-1978. L., 1978, p. 118-120.
  90. *Boyd F.R., England J.L.* Apparatus for phase-equilibrium measurements at pressure up to 50 kilobars and temperatures up to 1750 °C. — J. Geophys. Res., 1960, 65, p. 741.
  91. *Bowen N.L.* The ternary system diopside-forsterite-silica. — Amer. J. Sci. Ser. 4, 1914, 38, p. 207-264.
  92. *Bowen N.L.* The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas. — Amer. J. Sci. Ser. 4, 1915, 40, p. 161-185.
  93. *Bowen N.L.* The reaction principle in petrogenesis. — J. Geol., 1922, 30, p. 177-198.
  94. *Bowen N.L.* The evolution of igneous rocks. Princeton: Princeton Univ. press, 1928, 332 p.
  95. *Bowen N.L., Andersen O.* The binary system MgO-SiO<sub>2</sub>. — Amer. J. Sci. Ser. 4, 1914, 37, p. 487-500.
  96. *Brey G., Green D.H.* Systematic study of Liquidus phase relations in olivine melilitite + H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma. — Contribs Mineral. and Petrol., 1977, 61, N 2, p. 141-162.
  97. *Brooks C.K., Nielsen T.F.D.* Early stages in the differentiation of the Skaergaard magma as revealed by a closely related suite of dike rocks. — Lithos, 1978, 11, N 1, p. 1-14.
  98. *Brown G.M., Schairer J.F.* Melting relation of some calcalkaline volcanic rocks. — Carnegie Inst., Wash., 1967, YB-66, p. 460.
  99. *Brayn W.B., Finger L.W., Chayes F.* Estimating proportions in petrographic mixing equations by least squares approximation. — Science, 1969, 163, p. 926-927.
  100. *Carmichael I.S.E., Nicholls J.* Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. — J. Geophys. Res., 1967, 72, p. 4665-4687.
  101. *Carter S.E., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Neodimium and strontium isotope evidence for crustal contamination of continental volcanics. — Science, 1978, 202, N 4369, p. 743-747.
  102. *Cawthorn R.G.* Melting relations in part of the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O under 5 kb pressure. — J. Petrol., 1976, N 1, p. 44-72.
  103. *Cawthorn R.G., O'Hara M.J.* Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. — Amer. J. Sci., 1976, 276, p. 309-329.
  104. *Chappel B.W., White A.T.R.* Two contrasting granite types. — Pacif. Geol., 1974, 8, p. 173-174.
  105. *Chou I-Ming.* Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor. — Amer. Miner., 1978, 63, N 7/8, p. 690-703.
  106. *Clague D.A., Bunch T.E.* Formation of ferrobasalt at East Pacific mid-ocean spreading centers. — J. Geophys. Res., 1976, 81, N 23, p. 4247-4256.
  107. *Clark D.B.* A fusion technique to minimize iron loss in producing glass starting material from natural rocks. — In: 4th progress report of research supported by N.E.R.C. 1975-1978. L., 1978, p. 117-118.
  108. *Clark D.B., O'Hara M.J.* Nickel and the existence of high-MgO liquids in nature. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 44, p. 153-158.
  109. *Clark S.P., Schairer J.F., de Neufville J.* Phase relations in the system CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>-SiO<sub>2</sub> at low and high pressure. — Carnegie Inst., Wash., 1962, YB-61, p. 59-68.
  110. *Coats R.R.* Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. — In: The crust of the Pacific basin/Ed. G.A. Macdonald, H. Kuno. Geophys. Monogr., Amer. Geophys. Union, 1962, 6, p. 92-109.
  111. *Coons W.E., Holloway J.R.* Cobaltous oxide as a chemical analogue for ferrous iron in experimental petrology: an alternative solution to the iron-loss problems. — Amer. Miner., 1979, 64, N 9/10, p. 1097-1106.
  112. *Corrigan G., Gibb F.G.F.* The loss of Fe and Na from a basalt melt during experiments using the wire-loop method. — Miner. Mag., 1979, 43, p. 121-126.
  113. *Daly R.A.* Igneous rocks and the

- depth of the earth. N.Y.: McGraw-Hill, 1933. 558 p.
114. *Dickinson W.R.* Width of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. — *J. Geophys. Res.*, 1973, **78**, p. 3376–3389.
  115. *Donaldson C.H.* Fe and Na losses from basalt melt in a  $Pt_{80}Rh_{20}$  wire-loop. — In: *Progress in experimental petrology: 4th progress report of research supported by N.E.R.C. 1975–1978*, L., 1978, p. 16–18.
  116. *Donaldson C.H.* Composition changes in a basalt melt contained in a wire loop  $Pt_{80}Rh_{20}$ : effects of temperature, time and oxygen fugacity. — *Miner. Mag.*, 1979, **43**, N 325, p. 115–119.
  117. *Drake M.J.* Plagioclase-melt equilibria. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, **40**, N 4, p. 457–466.
  118. *Dungan M.A., Rhodes J.M.* Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1978, **67**, N 4, p. 417–431.
  119. *Eastoe C.J.* The formation of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: Ph.D. thesis/University of Tasmanic, 1979. 255 p.
  120. *Eggler D.H.* Water-saturated and under-saturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, **34**, p. 261–271.
  121. *Eggler D.H.* Application of a portion of the system  $CaAl_2Si_2O_8$ – $NaAlSi_3O_8$ – $SiO_2$ – $MgO$ – $Fe$ – $O_2$ – $H_2O$ – $CO_2$  to genesis of the calc-alkaline suite. — *Amer. J. Sci.*, 1974, **274**, N 3, p. 297–315.
  122. *Eggler D.H., Burnham C.W.* Crystallization and fractionation trends in the system andesite– $H_2O$ – $CO_2$ – $O_2$  at pressures to 10 kbar. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, **84**, p. 2517–2532.
  123. *Eggler D.H., Osborn E.F.* Experimental data for the system  $MgO$ – $FeO$ – $Fe_2O_3$ – $NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ – $SiO_2$  and their petrological application. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, **50**, N 4, p. 337.
  124. *Eugster H.P.* Heterogeneous relations involving oxidation and reduction at high pressures and temperatures. — *J. Chem. Phys.*, 1957, **26**, p. 1760.
  125. *Eugster H.P., Wones D.R.* Stability relations of the ferruginous biotite, annite. — *J. Petrol.*, 1962, **3**, N 1, p. 81–124.
  126. *Ford C.E.* Platinum-iron alloy sample containers. — In: *Progress in experimental petrology: 4th report of research supported by N.E.R.C. 1975–1978*, L., 1978, p. 118.
  127. *French B.M., Eugster H.P.* Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibria. — *J. Geophys. Res.*, 1965, **70**, N 6, p. 1529–1539.
  128. *Fudali R.F.* Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magma. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, **29**, p. 1063–1075.
  129. *Fuji T., Kushiro I.* Melting relations and viscosity of the abyssal tholeiite. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1977, **YB-76**, p. 461–465.
  130. *Gansser A., Dietrich V.J., Cameron V.E.* Palaeogene komatiites from Gorgona Island. — *Nature*, 1979, **278**, N 5704.
  131. *Garcia M.O., Jacobson S.S.* Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, **69**, N 4, p. 319–327.
  132. *Gonzalez-Bonorino F.* Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile. — *J. Petrol.*, 1971, **12**, N 1, p. 149–175.
  133. *Green D.H.* The origin of basaltic magmas. — In: *Basaltic rocks*. N.Y.: Wiley and Sons, 1967.
  134. *Green D.H.* The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle. — *Tectonophysics*, 1969, **7**, p. 409–422.
  135. *Green D.H.* Experimental testing of "equilibrium" partial melting of peridotite under water-saturated, high-pressure conditions. — *Canad. Miner.*, 1976, **14**, p. 265–268.
  136. *Green T.H.* Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, **34**, p. 150–166.
  137. *Green T.H.* High-pressure, hydrous crystallization of island arc calc-alkaline andesite. — In: *The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry*/Ed. P.J. Coleman. Univ. of Western Australia press, 1973, p. 497–502.
  138. *Green T.H.* Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. — *Geology*, 1976, **4**, N 2, p. 85–88.
  139. *Green T.H., Ringwood A.E.* Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1966, **1**, N 5, p. 307–316.
  140. *Green T.H., Ringwood A.E.* Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, **18**, N 2, p. 105–162.
  141. *Green T.H., Ringwood A.E.* Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high-pressure hydrous conditions. — *J. Geol. Soc.*, 1972, **19**, pt 2, p. 203–212.
  142. *Hamilton W.* Origin of high-alumina basalt, andesite and dacite magmas. — *Science*, 1964, **146**, p. 635–637.
  143. *Hansen M., Anderko K.* Constitution of binary alloys. N.Y.: McGraw-Hill, 1958. 1305 p.
  144. *Hewitt D.A.* A redetermination of the fayalite-magnetite-quartz equilibrium between 650 and 850 °C (abstr.). —

- Trans. Amer. Geophys. Union, 1976, 57, p. 1020.
146. Hodges F.N., Bender J.F. Petrogenesis of basalt glass from project FAMOUS: experimental study from 1 atm to 15 kbar (abstr.). — Abstrs Progr. Geol. Soc. Amer., 1976, 8, p. 920.
  146. Holland J.G., Lambert R.S.Y. Major element chemical composition of shields and continental crust. — Geochim. et cosmochim. acta, 1972, 36, N 6.
  147. Holloway J.R., Burnham C.W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. — J. Petrol., 1972, 13, N 1, p. 1–29.
  148. Hoover J.D., Irvine T.M. Liquidus relations and Mn–Fe partitioning on part of the system  $Mg_2SiO_4$ – $Fe_2SiO_4$ – $CaMgSi_2O_6$ – $KAlSi_3O_8$ – $SiO_2$ . — Carnegie Inst., Wash., 1978, YB-77, p. 774–784.
  149. Huebner J.S. Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures. — In: Research techniques for high pressure and high temperature/Ed. G.C. Ulmer. N.Y.: Spring-Verl. Inc., 1971, p. 123–177.
  150. Huebner J.S., Sato M. The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers. — Amer. Miner., 1970, 55, p. 934–952.
  151. Hytonen K., Schairer J.F. The system enstatite–anorthite–diopside. — Carnegie Inst., Wash., 1960, YB-59, p. 71–72.
  152. Initial Reports of DSDP, 51, 52, 53, pt 1/T. Donnelly, J. Francheteau, W. Bryan et al. Wash.: US Gov. print. Off., 1978. 718 p.
  153. Irvine T.N. Definition of primitive liquid composition for basic magmas. — Carnegie Inst., Wash., 1978, YB-76, p. 454–461.
  154. Ishizaka K., Yanagi T., Hayatsu K. A strontium isotopic study of the volcanic rocks of the Myoko volcano group, Central Japan. — Contribs Mineral. and Petrol., 1977, 63, N 3, p. 295–307.
  155. Jamasaki M. Petrogenetic significance of the  $K_2O$ :  $Na_2O$  rocks of Fuji and Nasu volcanic zones in Japan. — J. Geol. Soc. Jap., 1956, 62.
  156. James D.S. On the origin of the calc-alkaline volcanics of the Central Andes: a revised interrelation. — Carnegie Inst., Wash., 1978, YB-66, p. 562–590.
  157. Johannes W., Bode B. Loss of iron to the Pt-container in melting experiments with basalt and a method to reduce it. — Contribs Mineral. and Petrol., 1978, 67, N 2, p. 221–225.
  158. Katsura T. Pele's hair as a liquid of Hawaiian tholeiitic basalts. — Geochim. J., 1967, 1, p. 157–168.
  159. Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer. — Contribs Mineral. and Petrol., 1952, 25, N 1.
  160. Kuno H. Petrology of Hacone volcano and the adjacent areas, Japan. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, 61, p. 957–1020.
  161. Kurasava H. Isotopic composition of strontium in volcanic rocks from Fuji, Hakone and Izu Acaea, Central Japan. — Bull. Volcan. Soc. Jap. Ser. 2, 1979, 24, N 3, p. 135–152.
  162. Kushiro I. The system forsterite–diopside–silica with and without water at high pressures. — Amer. J. Sci., 1969, 267-A, p. 269.
  163. Kushiro I. Systems bearing on melting of the upper mantle under hydrous conditions. — Carnegie Inst., Wash., 1970, YB-68, p. 240.
  164. Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressure. — J. Petrol., 1972, 13, N 2, p. 311–334.
  165. Kushiro I. Determination of liquidus relations in synthetic silicate systems with electron probe analysis: the system forsterite–diopside–silica at 1 atm. — Amer. Miner., 1972, 57, p. 1260–1271.
  166. Kushiro I. Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions. — Tectonophysics, 1973, 17, N 3, p. 211–222.
  167. Kushiro I. The system forsterite–anorthite–albite–silica– $H_2O$  of 15 kbar and the genesis of andesitic magmas in the upper mantle. — Carnegie Inst., Wash., 1974, YB-73, p. 244–248.
  168. Kushiro I. Pressure effect on the changes of the forsterite–enstatite–liquidus boundary with the addition of other cations and genesis magmas. — Carnegie Inst., Wash., 1974, YB-73, p. 248–251.
  169. Kushiro I. Phase transformation in silicate melts under upper mantle conditions. — In: High pressure research applications in geophysics. N.Y.: Acad. press, 1977, p. 25–37.
  170. Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite at high pressures and high water pressure. — J. Geophys. Res., 1968, 73, p. 6023–6029.
  171. Kushiro I., Yoder H.S., jun. Melting of forsterite and enstatite at high pressure under hydrous conditions. — Carnegie Inst., Wash., 1969, YB-67, p. 153–158.
  172. Kushiro I., Thompson R.N. Origin of some abyssal tholeiites from the mid-Atlantic ridge. — Carnegie Inst., Wash., 1972, YB-71, p. 403–406.
  173. Lambert I.B., Wyllie P.J. Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. — Nature, 1968, 219, p. 1240–1241.
  174. Lidiak E.G. Petrology of andesitic, spilitic and keratophyric flow rock, north-central Puerto Rico. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, 76, p. 57.
  175. Maaloe S. Compositional range of primary tholeiitic magmas evaluated from major-element trends. — Lithos, 1979, N 1, p. 59–72.

176. *Magaritz M., Whitford D.J., James D.E.* Oxygen isotopes and the origin of high-<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr andesites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, **40**, p. 220–230.
177. *Melson W.G., Byerly G.R., Nelen J.A.* et al. A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses. — *Smithsonian Contribs Earth Sci.*, 1977, **19**, p. 31–60.
178. *Mertzman S.A., jun.* The petrology and geochemistry of the Medicine Lake volcano, California. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1977, **62**, p. 221–247.
179. *Merrill R.B., Wyllie P.J.* Iron absorption by platinum capsules on high pressure rock melting experiments. — *Amer. Miner.*, 1973, **58**, p. 16–20.
180. *Merrill R.B., Wyllie P.J.* Kaersutite and kaersutite eclogite from Kakami, New Zealand — water-excess and water-deficient melting at 30 kilobars. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, **86**, p. 553–570.
181. *Mitchell A.H., Bell J.D.* Island-arc evolution and related mineral deposits. — *J. Geol.*, 1973, **81**, N 4, p. 381–405.
182. *Muan A.* The miscibility gap in the system Ag–Fe–Pd at 1000°, 1100° and 1200°C. — *Trans. AIME*, 1962, **224**, p. 1080–1082.
183. *Muan A.* Silver-palladium alloys as crucible materials in studies of low-melting iron silicates. — *Amer. Ceram. Soc. Bull.*, 1963, **42**, p. 344–347.
184. *Myers J., Gunter W.D.* Measurement of the fugacity oxygen of the cobalt-cobalt oxide buffer assemblage. — *Amer. Miner.*, 1979, **64**, N 1/2, p. 224–228.
185. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen. — *J. Petrol.*, 1975, **16**, N 3, p. 520–548.
186. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. — *J. Petrol.*, 1975, **16**, N 3, p. 549–593.
187. *Mysen B.O., Kuchiro I.* Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. — *Amer. Miner.*, 1977, **62**, N 9/10, p. 843–865.
188. *Mysen B.O., Kuchiro I., Nicholls J.A., Ringwood A.E.* A possible mantle origin for andesite magmas: discussion of a paper by Nicholls and Ringwood. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, **21**, N 3, p. 221–229.
189. *Nehru C.E., Wyllie P.J.* Compositions of glasses from St. Paul peridotite's partially melted at 20 kilobars. — *J. Petrol.*, 1975, **83**, p. 455–471.
190. *Nicholls J.A., Ringwood A.E.* Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment. — *J. Geol.*, 1973, **81**, N 3, p. 285–300.
191. *Nesbitt R.W., Hamilton D.L.* Crystallization of an alkali-olivine basalt under controlled PO<sub>2</sub>, PH<sub>2</sub>O conditions. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, **3**, p. 309–315.
192. *Nisbet E.G., Pearce J.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1977, **63**, p. 149.
193. *O'Hara M.J.* Primary magmas and the origin of basalts. — *Scott. J. Geol.*, 1965, **1**, p. 19–40.
194. *O'Hara M.J.* The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural system on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. — *Earth Sci. Rev.*, 1968, **4**, p. 69–133.
195. *Osborn E.F.* Role the oxygen pressure on crystallization and differentiation of basaltic magma. — *Amer. J. Sci.*, 1959, **257**, N 9, p. 609–647.
196. *Osborn E.F.* Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. — *Amer. Miner.*, 1962, **47**, N 4/3, p. 211–226.
197. *Osborn E.F.* The complementarity of orogenic andesite and alpine peridotite. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, **33**, N 3, p. 307.
198. *Osborn E.F.* Change in phase relations in response to change in pressure from 1 atm to 10 kbar for the system Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-iron oxide-CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1978, **YB-77**, p. 784.
199. *Osborn E.F.* The reaction principle. — In: *The evolution of the igneous rocks: Fiftieth anniversary perspectives*. N.Y.: Princeton, 1979, p. 133–169.
200. *Osborn E.F., Arculus R.I.* Phase relations in the system Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-iron oxide-CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub> at 10 kbar and their bearing on the origin of andesite. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1975, **YB-74**, p. 504.
201. *Osborn E.F., Tait D.B.* The system diopside-forsterite-anorthite. — *Amer. J. Sci.*, 1952, *Bowen vol.*, p. 413–433.
202. *Osborn E.F., Watson E.B.* Study of phase relations in sub-alkaline volcanic rock series. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1977, **YB-76**, p. 472–478.
203. *Peacock M.A.* Classification of igneous rocks series. — *J. Geol.*, 1931, **39**, N 1, p. 54–67.
204. *Poldervaart A.* Chemistry of the Earth's crust. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1955, **62**, p. 119–144.
205. *Presnall D.C., Brenner N.L.* The method studying iron silicate liquids under reducing conditions with negligible iron loss. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, **38**, N 12, p. 1785–1788.

206. Raheim A., Green D.H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe/Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, 48, p. 179–203.
207. Ringwood A.E. The petrological evolution of island arc systems. — *J. Geol. Soc.*, 1974, 130, p. 183–204.
208. Ringwood A.E., Green D.H. An experimental investigation of the gabbroeclogite transformation and some geophysical implications. — *Tectonophysics*, 1966, N 3, p. 383–427.
209. Ritzche J.L., Egglar D.H. Amphibole stability in a differentiated calc-alkaline magma chamber: an experimental investigation. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1978, YB-77, p. 790–793.
210. Roche H. de la. Basalts and their differentiation products viewed from granites: the role of silic contamination. — *C.R. Acad. Sci.*, 1979, 289, p. 517–520.
211. Roeder P.L., Osborn E.F. Experimental data for the system MgO–FeO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>–SiO<sub>2</sub> and their petrologic implications. — *Amer. J. Sci.*, 1966, 264, N 6, p. 428–480.
212. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, 29, p. 275–289.
213. Sakuyama M., Kushiro I. Vesiculation of hydrous andesite melt and transport of alkalis by separated vapor phase. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, 71, N 1, p. 61–66.
214. Schairer J.F., Morimoto N. Systems with rock-forming olivines, pyroxenes and feldspars. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1958, YB-57, p. 212–213.
215. Schairer J.F., Morimoto N. The system forsterite–diopside–silica–albite. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1959, YB-58, p. 113–118.
216. Schairer J.F., Yoder H.S., jun. The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline–diopside–silica. — *Amer. J. Sci.*, 1960, 258-A, p. 273–284.
217. Schairer J.F., Yoder H.S., jun. Crystallization in the system nepheline–forsterite–silica at one atmosphere pressure. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1961, YB-60, p. 141–144.
218. Schreyer W. White schists: their compositions and pressure-temperature regimes based on experimental, field and petrographic evidence. — *Tectonophysics*, 1977, 43, N 1/2, p. 127–144.
219. Sclar C.B., Carrison L.C., Schwartz C.M. High-pressure reaction of clinozoisite to forsterite plus stishovite. — *J. Geophys. Res.*, 1964, 62, N 2, p. 325–330.
220. Sekine T., Katsura T., Aramaki S. Water saturated phase relations of some andesites with application to the estimation of the initial temperature and water pressure at the time of eruption. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, 43, N 8, p. 1367–1376.
221. Shibata K. The oxygen partial pressure of the magma from Mihara volcano, O-Sima, Japan. — *Bull. Chem. Soc. Jap.*, 1967, 40, N 4, p. 830.
222. Shibata T., De Long S.E., Walker D. Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone. 1. Petrology and fractionation. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, 70, N 1, p. 89–102.
223. Shaw H.R. Osmosis in hydrothermal experiments. — In: *Research in geochemistry*/Ed. P.H. Abelson. N.Y., 1967, vol. 2.
224. Smith D., Lindsley D.H. Final products of the differentiation process. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1971, YB-69, p. 284–285.
225. Sosman R.B., Merwin H.E. Data on the intrusion temperature of the Palisade diabase. — *J. Wash. Acad. Sci.*, 1913, 3, p. 389–395.
226. Stern C.R. Melting relations of gabbro-tonalite-granite-red clay with H<sub>2</sub>O at 30 kb: the implications for melting in subduction zones: Ph.D. thesis/University of Chicago, 1973.
227. Stern C.R. Melting products of olivine tholeiite basalt in subduction zone. — *Geology*, 1974, 2, N 5, p. 227–230.
228. Stern C.R., Huang W., Wyllie P.J. Basalt-andesite-rhyolite-H<sub>2</sub>O: crystallization intervals with excess H<sub>2</sub>O and H<sub>2</sub>O-undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, 28, p. 189–196.
229. Stern C.R., Wyllie P.J. Melting relations of basalt-andesite-rhyolite-H<sub>2</sub>O and a pelagic red clay at 30 kbars. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1973, 42, N 4, p. 313–323.
230. Stern C.R., Wyllie P.J. Effect of iron absorption by noble-metal capsules on phase boundaries in rock-forming experiments at 30 kilobars. — *Amer. Miner.*, 1975, 60, p. 681–689.
231. Stern C.R., Wyllie P.J. Phase compositions through crystallization intervals in basalt-andesite-H<sub>2</sub>O at 30 kbar with implications for subduction zone magmas. — *Amer. Miner.*, 1978, 63, N 7/8, p. 641–663.
232. Stewart D.B. The system CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. — *Carnegie Inst., Wash.*, 1957, YB-56, p. 214–216.
233. Taylor S.R. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. — In: *Proc. Andesite Conf. Oregon Dep., Geol. Miner. Ind. Bull.*, 1969.
234. Thompson R.N. Primary basalts and magma genesis. II. Snake River Plane, Idaho, USA. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1975, 52, p. 213–232.
235. Thompson R.N. The 1 atmosphere liquidus oxygen fugacities of some tholeiitic intermediate, alkalic and ultra-alkalic lavas. — *Amer. J. Sci.*, 1975, 275, p. 1049–1072.
236. Thompson R.N., Kushiro I. The oxygen fugacity within graphite capsules in piston-cylinder apparatus at high

- pressures. — Carnegie Inst., Wash., 1972, YB-71, p. 615-616.
237. *Thompson R.N., Tilley C.E.* Melting and crystallization relations of some Kilauean basalts: the lavas of the 1950-60 Kilauea eruption. — In: Progress in experimental petrology. 1st report. L. 1969, p. 32-40.
  238. *Tilley C.E.* Some aspects of magmatic evolution. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1950, 106, p. 37-61.
  239. *Tilley C.E., Yoder H.S., jun., Schairer J.F.* Melting relations of volcanic rock series. — Carnegie Inst., Wash., 1967, YB-65, p. 260-269.
  240. *Tilley C.E., Yoder H.S., jun., Schairer J.F.* Melting relations of igneous rock series. — Carnegie Inst., Wash., 1967, YB-66, p. 450-457.
  241. *Turner F.J., Verhoogen J.* Igneous rock and metamorphic petrology. N.Y.: McGraw Hill, 1960. 694 p.
  242. *Upton B.G.J.* Melting experiments on Chilled gabbros and syenogabbros. — Carnegie Inst., Wash., 1971, YB-70, p. 112-118.
  243. *Walch J.N., Beckinsale R.D., Skelhorn R.R., Thorpe R.S.* Geochemistry and petrogenesis of tertiary granitic rocks from the island of Mull, Northwest Scotland. — Contribs Mineral. and Petrol., 1979, 71, N 2, p. 99-116.
  244. *Walker D., Shibata T., De Long S.E.* Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone. II. Phase equilibria and mixing. — Contribs Mineral. and Petrol., 1979, 70, N 2, p. 111-126.
  245. *Wedepohl K.H.* The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. — Fortschr. Miner., 1975, 52, S. 141-172.
  246. *Whitford D.J.* Geochemistry and petrology of volcanic rocks from the Sunda arc, Indonesia: Ph.D. thesis/R.S.E.S. Austral. Nat. Univ., 1975. 310 p.
  247. *Whitford D.J.* Rare earth element abundances in late-Cenozoic lavas from the Peruvian Andes: a preliminary report. — Carnegie Inst., Wash., 1977, YB-76, p. 840-844.
  248. *Whitford D.J., Jezek P.A.* Geochemistry of Cenozoic and Recent lavas from the Banda arc, Indonesia. — Carnegie Inst., Wash., 1977, YB-76, p. 845-855.
  249. *Whitford D.J., Nicholls I.A., Taylor S.R.* Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. — Contribs Mineral. and Petrol., 1979, 70, N 3, p. 341-356.
  250. *Whitney J.A.* The effect of reduced H<sub>2</sub>O fugacity on the buffering of oxygen fugacity in hydrothermal experiments. — Amer. Miner., 1972, 57, p. 1902-1908.
  251. *Wilcox R.E.* Petrology of Paricutin volcano. — Geol. Surv. Bull., 1954, N 965-C.
  252. *Williams H.* Volcanoes of the Paricutin region, Mexico. — Geol. Surv. Bull., 1950, N 965-B, p. 165-279.
  253. *Williams R.T.* Reaction constants in the system Fe-MgO-SiO<sub>2</sub>-O<sub>2</sub> at 1 atm between 900° and 1300 °C: experimental results. — Amer. J. Sci., 1971, 270, N 5, p. 334-360.
  254. *Wise W.S.* Geology and petrology of the Mt. Hood Area: a study of High Cascade volcanism. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80, N 6, p. 969-1006.
  255. *Woerman E., Knecht B., Rosenhauer M., Ulmer G.C.* The stability of graphite in the system C-O. In: The Second Intern. kimberlite conf. Extended abstrs. 1977.
  256. *Wones D.R., Gilbert M.C.* The fayalite-magnetite-quartz assemblage between 600 and 800 °C. — Amer. J. Sci., 1969, 267-A, p. 480-488.
  257. *Wright T.L., Doherty P.C.* A linear programming and least squares computer for study of cooling, crystallization and differentiation of basaltic magma. — Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1970, N 19, p. 375-390.
  258. *Wright T.L., Doherty P.C.* A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, 81, p. 1995-2008.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
Глава 1. Экспериментальное изучение пород щелочноземельных серий и модельных систем, близких к ним по составу, по литературным данным .....	6
Экспериментально изученные модельные системы, близкие к магмам щелочноземельных серий .....	7
Кристаллизационная дифференциация от выводов Н. Боуэна до расширенной системы форстерит—окись железа—анортит—кремнезем при давлении от 1 атм до 10 кбар .....	7
Моделирование процессов плавления мантийного перидотита в водных условиях и возможность получения при этом кварцнормативных расплавов .....	13
Система $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ при давлении воды, равном общему. Роль амфибола .....	15
Экспериментальное изучение пород щелочноземельных магм .....	16
Генерация щелочноземельных магм при высоком давлении. Фракционирование ассоциации гранат + клинопироксен .....	17
Формирование щелочноземельных расплавов при давлении до 20 кбар. Фракционирование амфибола .....	20
Глава 2. Характеристика объектов экспериментального изучения .....	24
Вулкан Малый Семьячик (Восточная Камчатка) .....	24
Геологическое строение .....	24
Строение земной коры в районе Малого Семьячика и его вулканического аппарата по геофизическим данным .....	27
Петрографическая характеристика пород .....	28
Вулкан Маунт Худ, Орегон, США .....	37
Южный склон Бермудского поднятия (Атлантический океан) .....	38
Центрально-Американский желоб (Южно-Мексиканское сечение) .....	39
Глава 3. Методика и аппаратура .....	40
Вопросы методики в предшествующих работах .....	40
Методика экспериментов и аппаратура для их проведения .....	44
Глава 4. Результаты экспериментальных исследований .....	52
Порядок кристаллизации .....	52
Состав кристаллических фаз и закалочных стекол .....	55
Плавление смесей океанического толита и глубоководного ила .....	64
Термометрия расплавных микровключений в минералах щелочноземельных пород Малого Семьячика .....	66
Глава 5. Исходная магма и особенности условий образования щелочноземельных пород Восточной Камчатки (обсуждение результатов экспериментов) .....	68
Исходная магма щелочноземельной серии Восточной Камчатки .....	68
Роль кристаллизационной дифференциации в происхождении щелочноземельных серий .....	70
Ранняя кристаллизация магнетита .....	77
Взаимодействие исходной магмы с окружающей средой .....	79
Заключение .....	84
Литература .....	87

1р. 20 к.

3968