

ПЕРВИЧНЫЕ МАГМЫ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА МАУНА КЕА, ГАВАЙИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

© 2003 г. А. В. Гирнис*, В. К. Булатов**, Г. П. Брай***

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017 Москва, Старомонетный пер., 35; e-mail: girnis@igem.ru

**Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991, ГСП-1, Москва, ул. Косыгина, 19

***Institut für Mineralogie, J.-W.-Goethe-Universität Frankfurt am Main,
Senckenberganlage 28, 60054 Frankfurt/M, Germany

Поступила в редакцию 17.07.2001 г.

Проведено экспериментальное изучение кристаллизации составов первичных магм толеитовых и щелочных серий вулкана Мауна Кеа. Эксперименты проводились при давлении 30–50 кбар и температуре 1450–1650°C на установке типа “белт”. Характер близликвидусной ассоциации зависит от давления и состава расплава. В толеитовой системе отмечается кристаллизация оливина и клинопироксена при 30 кбар и клинопироксена и граната при 40–50 кбар. В щелочных расплавах при 30 кбар вблизи ликвидуса также стабилен только клинопироксен и оливин, но оливин также присутствует в опытах при 40–50 кбар, сосуществуя с клинопироксеном и гранатом. Ортопироксен отмечался только при сравнительно высоких степенях кристаллизации. Коэффициенты распределения Na и Ti между клинопироксеном и расплавом меняются при изменении давления от 30 до 50 кбар: $\text{Na}_2\text{O}^{\text{Cpx}}/\text{Na}_2\text{O}^{\text{Liq}}$ увеличивается от 0.4–0.5 до 0.8, а $\text{TiO}_2^{\text{Cpx}}/\text{TiO}_2^{\text{Liq}}$ понижается от 0.3 до 0.15–0.2. Отношение $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ в расплаве может быть использовано в качестве индикатора давления генерации магмы. Высокие отношения $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ в гавайских магмах свидетельствуют об образовании расплавов при давлении более 50 кбар и невысоких степенях плавления. При этих условиях состав расплава должен быть сильно недосыщен кремнеземом и соответствовать первичным магмам щелочной серии. Образование толеитовых первичных магм связывается с взаимодействием исходного щелочного расплава с обедненными гарцбургитами при давлении менее 30 кбар.

И.П. Соловова и др. [1] изучили особенности составов расплавов во включениях в минералах высокомагнезиального базальта послещитовой стадии вулкана Мауна Кеа, Гавайи. В этой работе были оценены составы первичных расплавов щелочной и толеитовой серий и было показано, что эти серии связаны постепенными переходами. Определение условий генерации первичных расплавов требует моделирования процесса плавления мантийных пород. В настоящее время имеются компьютерные программы, такие как MELTS [2] и PARMELT [3], позволяющие рассчитывать составы расплавов, образующиеся при плавлении перидотитов в зависимости от давления и температуры. Эти модели являются по существу эмпирическими и их приложение в основном ограничивается давлениями ниже 30 кбар, т.е., областью, где имеются надежные экспериментальные данные для природных составов. Первичные магмы Гавайских вулканов генерировались, по-видимому, на больших глубинах, в условиях стабильности граната [4, 5]. Высокомагнезиальные расплавы типа гавайских пикробазальтов могли обра-

зовываться при давлении существенно выше 50 кбар [6].

Особенностям геохимии и генезису щелочных и толеитовых магм гавайских вулканов посвящена обширная литература, включающая и экспериментальные исследования кристаллизации расплавов. Эксперименты при 1 атм (напр. [7–8]) выявили изменение порядка кристаллизации расплавов разного состава в зависимости от потенциала кислорода. Д. Грин и А. Рингвуд [9] моделировали кристаллизацию ряда щелочных и толеитовых расплавов при давлении до 27 кбар. Они показали, что оливин на ликвидусе высокомагнезиальных расплавов (оливиновые толеиты, пикриты) присутствует при давлении до 18 кбар и замещается клинопироксеном при более высоких давлениях. При 27 кбар наблюдалась кристаллизация граната, ортопироксена и клинопироксена вблизи ликвидуса пикритового состава [9]. Составы расплавов в этой работе не определялись. С.М. Эггинс [10] изучал кристаллизацию гавайских толеитовых базальтов при давлении 10–25 кбар. Т. Вагнер и Т. Гроув [11] исследовали фа-

зовые соотношения в пикритовых стеклах вулкана Килауэа при давлении до 30 кбар. Эти исследователи показали, что высокомагнезиальные толеитовые расплавы могли быть равновесны с остаточной оливин-ортопироксеновой ассоциацией при давлении менее 25 кбар. Этот результат согласуется с данными Д. Грина и А. Рингвуда [9], но находится в противоречии с геохимическими данными, свидетельствующими о генерации первичных магм в зоне стабильности граната. Т. Вагнер и Т. Гроув [11] предположили, что первичный глубинный расплав мог изменить свой состав при взаимодействии с гарцбургитом в литосфере. На основании отношений некоторых элементов, чувствительных к изменению давления (Na/Ti, LREE/HREE), К. Путирка [6] показал, что генерация расплавов в гавайском плюме начиналась на глубинах 200–400 км. Недостатком таких эмпирических оценок является то, что отношения содержания элементов зависят от состава расплава. Поэтому надежное определение глубины генерации возможно только при условии наличия экспериментальных данных для составов близких к исследуемым магмам.

Исходя из результатов предшествующих работ, были определены задачи экспериментального изучения. В основу были положены составы первичных магм, оцененные при изучении расплавных включений [1]. Первой задачей является определение составов расплавов и сосуществующих минералов при кристаллизации этих магм при предполагаемых давлениях генерации (30–50 кбар). Надо отметить, что эта область условий и составов расплавов экспериментально почти не изучена. Используя эти данные и опубликованные результаты других авторов, необходимо оценить давление, при котором могли образоваться расплавы с высокими отношениями Ti/Na, которые характерны для большинства гавайских вулкаников. Зная условия генерации, мы сможем ограничить состав расплава, который находился в равновесии с остаточной мантийной ассоциацией. Таким образом, экспериментальные результаты встраиваются в некоторую схему “последовательных приближений”, когда исходные предположения относительно условий генерации и составов магм проверяются и уточняются на каждом этапе. В итоге, это позволит нам построить модель генезиса толеитового и щелочного магматизма вулкана Мауна Кеа.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Составы первичных магмы толеитовых и щелочных серий (табл. 1) были оценены на основании изучения включений [1]. Гомогенизированные расплавные включения в оливинах образуют область вытянутую вдоль линии оливинового контроля, в которой можно выделить составы с раз-

Таблица 1. Химический и нормативный состав исходных смесей, мас. %

Смесь	<i>T</i>	<i>A</i>	<i>U</i>
SiO ₂	48.3	44.6	40.9
TiO ₂	1.8	2.3	2.8
Al ₂ O ₃	9.7	9.9	10.1
FeO	11.2	12.8	14.4
MgO	19	19.4	19.8
CaO	7.7	7.6	7.5
Na ₂ O	1.6	2.2	2.8
K ₂ O	0.3	0.7	1.1
P ₂ O ₅	0.2	0.3	0.4
Cr ₂ O ₃	0.2	0.2	0.2
Сумма	100	100	100
<i>Or</i>	1.77	4.14	2.16
<i>Ab</i>	13.54	12.01	–
<i>An</i>	18.4	15.07	11.74
<i>Ne</i>	–	3.58	12.83
<i>Di</i>	14.86	16.65	18.44
<i>Hu</i>	20.51	–	–
<i>Ol</i>	26.83	43.29	44.97
<i>Ilm</i>	3.42	4.37	5.32
<i>Ap</i>	0.46	0.7	0.93
<i>Lc</i>	–	–	3.41

Примечание. Смесь *T* моделирует состав первичной магмы толеитовых базальтов, смесь *A* – умеренно щелочных и смесь *U* – сильно щелочных базальтов.

ным уровнем насыщения кремнеземом. Составы с относительно высокими и низкими содержаниями SiO₂ сопоставлялись с толеитовыми и щелочными сериями, соответственно. Принимая во внимание максимальную магнезиальность оливина в вулканиках Мауна Кеа [12], предполагалось, что первичные расплавы были в равновесии с оливином *Fo*₉₁ для толеитовой серии (смесь *T*) и *Fo*₉₀ для щелочной серии (смесь *A*). Кроме того, подобно толеитовым [11], щелочные магмы также могли испытать некоторое взаимодействие с материалом литосферы при сравнительно низких давлениях. В этом случае, составы наиболее глубинных расплавов могли быть еще более недосыщенными кремнеземом. В качестве такого гипотетического расплава был выбран состав, смешение которого с толеитовым (табл. 1) в пропорции 1 : 1 дает первичную щелочную магму. Этот расплав может быть равновесен с оливином *Fo*₈₉ (смесь *U*).

Исходные смеси готовились смешением реактивов (ч.д.а. или о.с.ч.) SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaCO₃, MgO, Cr₂O₃, Na₂CO₃, K₂CO₃, Ca₃(PO₄)₂. Реагенты перетирались в агатовой ступке в течение 2 час и прокаливались в графитовых контейнерах

Таблица 2. Условия экспериментов и фазовый состав продуктов

Опыт №	Исходная смесь	Давление, кбар	Температура, °С	Длительность, час	Кристаллические фазы
184	<i>T</i>	30	1450	16	<i>Opх</i>
183	<i>T</i>	30	1500	3	<i>Opх, Срх</i>
191	<i>T</i>	40	1500	18.5	<i>Grт, Срх</i>
192	<i>T</i>	40	1570	4	<i>Grт, Срх</i>
1099	<i>T</i>	50	1550	13	<i>Grт, Срх</i>
1098	<i>T</i>	50	1650	1	<i>Grт, Срх</i>
182	<i>A</i>	30	1350	15	<i>Opх, Срх</i>
187	<i>A</i>	30	1500	16	<i>Срх</i>
180	<i>A</i>	40	1500	4	<i>Grт, Срх</i>
188	<i>A</i>	40	1570	4	<i>Grт, Срх</i>
1091	<i>A</i>	50	1400	22	<i>Grт, Срх</i>
1104	<i>A</i>	50	1550	27	<i>Grт, Срх, Ol</i>
1100	<i>A</i>	50	1650	1.5	<i>Grт, Срх</i>
186	<i>U</i>	30	1400	16	<i>Ol, Срх</i>
185	<i>U</i>	30	1500	3	<i>Срх</i>
189	<i>U</i>	40	1500	16	<i>Grт, Opх, Срх, Ol</i>
190	<i>U</i>	40	1570	4	<i>Grт, Срх, Ol</i>
1093	<i>U</i>	50	1400	16	<i>Ol, Срх, Grт, Ilm</i>
1095	<i>U</i>	50	1550	2	<i>Ol, Срх, Grт, Ilm</i>
1097	<i>U</i>	50	1650	1	<i>Grт, Срх, Ol</i>

Примечание. Расплав присутствовал во всех опытах.

Символы минералов: *Срх* – клинопироксен; *Grт* – гранат; *Ilm* – ильменит; *Ol* – оливин, *Opх* – ортопироксен.

при 1300°С. В дальнейшем материал снова перетирался до размера зерен менее 20 мкм и хранился в эксикаторе.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Эксперименты проводились на установке типа белт в Институте минералогии Университета Франкфурта на Майне, Германия. Установка была откалибрована на основании реакций кварц–коэсит, оливин–шпинель и графит–алмаз [13]. Температура в опытах измерялась термопарой Pt₉₄Rh₆–Pt₇₀Rh₃₀ и регулировалась в пределах 2°С от заданной. Точность определения температуры и давления составляет 15°С и 2 кбар, соответственно [13]. Поправка на изменение термо-эдс от давления не вводилась.

Примерно 15 мг исходной смеси загружалось в графитовый контейнер и заваривалось в толсто-стенную (0.2 мм) платиновую ампулу внешним диаметром 4 мм. Ампула помещалась в ячейку аппарата белт, изготовленную из природного поликристаллического флюорита и графитового нагревателя. Нагрев осуществлялся при рабочем давлении со скоростью 50°С/мин. После выдержи-

ки при заданной температуре проводилась закалка отключением питания. Скорость закалки до 600°С составляла примерно 200°С/сек. Условия и фазовый состав продуктов опытов показаны в табл. 2.

После эксперимента образец извлекался из ампулы и исследовался с помощью оптического микроскопа и электронного микроанализатора. Анализы фаз получены на электронном микрозонде JEOL Superprobe 8900, оснащённом пятью спектрометрами, в Институте минералогии, Франкфурт. В качестве эталонов использовали чистые окислы и природные силикаты, предоставленные фирмой JEOL. Для расчета концентраций использовалась процедура ZAF. Точность определения концентраций элементов была 2–3 отн. %. Минералы анализировались сфокусированным пучком, стекла и закалочные агрегаты – расфокусированным зондом диаметром 10–30 мкм. Съёмка проводилась при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА.

В данной работе мы не проводили специальных кинетических исследований по оценке приближения составов фаз к равновесию. Выдержки выбирались в соответствии с практикой экспериментальных работ по кристаллизации расплавов в

сходных условиях. Надо сказать, что высокие температуры наших экспериментов (до 1650°C) способствуют достаточно быстрому уравниванию расплава с краевыми зонами кристаллов. Съемка на электронном зонде в большинстве случаев не выявила существенной зональности минералов, а если такая неоднородность наблюдалась, в качестве равновесных использовались составы краевых зон. На наш взгляд, более серьезную проблему представляет образование закалочных фаз, что существенно затрудняет определение состава расплава. Съемка расфокусированным зондом позволяет получать воспроизводимые результаты, но неопределенность, связанная с влиянием рельефа и невозможностью добиться идеальной полировки на границах зерен, не может быть оценена. Кроме того, закалочные кристаллы (особенно пироксены) часто морфологически мало отличаются от равновесных. В этом случае, критерием для идентификации равновесных кристаллов служило соответствие составов минералов и расплава, в частности, коэффициент распределения Fe и Mg между расплавом и минералами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Максимальная температура экспериментов была во всех случаях меньше температуры ликвидуса исходных смесей. Минимальное содержание кристаллических фаз составляло около 10 об. %. При низких температурах наблюдается высокая степень кристаллизации, что не позволяло получить надежные составы расплава. При высоких температурах происходит эффективное осаждение выделяющихся кристаллов и скопление расплава в верхней части образцов. При высоких температурах расплав образует агрегаты закалочных кристаллов (рис. 1а), при меньших температурах образуется стекло (рис. 1б), иногда с видимой неоднородностью размером менее 1 мкм, что очевидно связано с закалочными эффектами.

Получение подробной фазовой диаграммы кристаллизации экспериментальных составов не являлось задачей нашего исследования, поэтому характер близиквидусных соотношений можно наметить только приблизительно. В смеси Т ("толеитовой") ликвидусной фазой при 30 кбар является ортопироксен, к которому при кристаллизации добавляется клинопироксен. При 40–50 кбар ортопироксен отсутствует в близиквидусной ассоциации и наблюдается совместная кристаллизация граната и клинопироксена. В смеси А ("умеренно-щелочной") ортопироксен также присутствует только при 30 кбар, но с повышением температуры он исчезает и ликвидусной фазой является клинопироксен. При высоких давлениях также кристаллизуются клинопироксен и гранат. Отметим, что в интервале давлений 30–50 кбар оливин не устойчив вблизи ликвидуса толеитово-

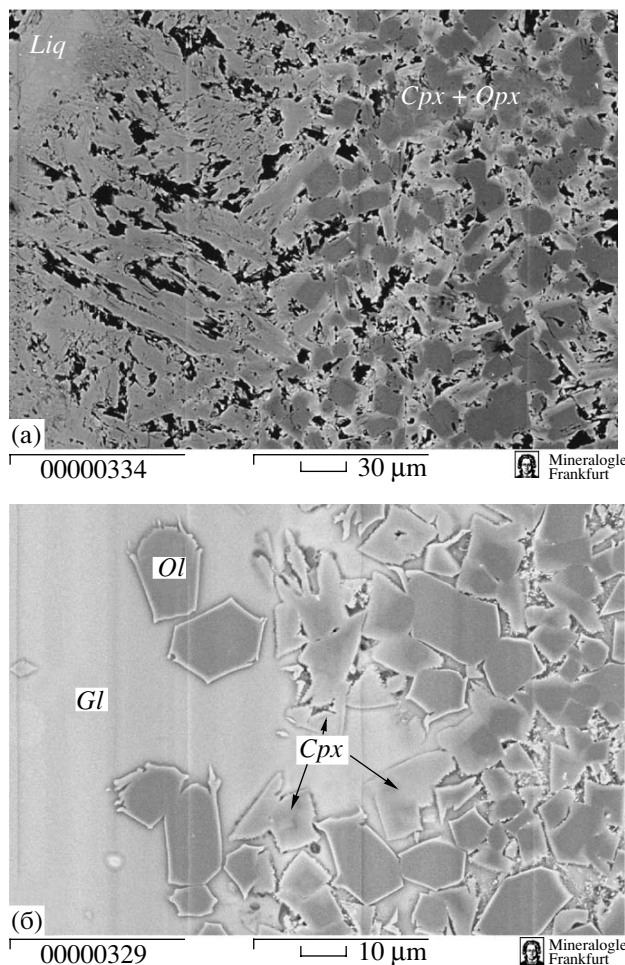


Рис. 1. Снимки в отраженных электронах продуктов экспериментов: (а) опыт 183, 30 кбар, 1500°C, смесь Т; граница кумулюсной зоны в нижней части ампулы (правая часть снимка) с областью расплава, образовавшего агрегат закалочных кристаллов (левая часть снимка); (б) опыт № 186, 30 кбар, 1400°C, смесь U; кристаллы оливина и клинопироксена на границе со стеклом.

го и умеренно-щелочного состава. В смеси U ("сильно щелочной") поле кристаллизации оливина расширяется, и он кристаллизуется при 30 кбар совместно с клинопироксеном. Последний является ликвидусным минералом при этом давлении. При 40–50 кбар наблюдается ассоциация оливин – гранат – клинопироксен, к которой при снижении температуры добавляется ортопироксен, а в 50-кбар опытах еще и титанистая фаза, качественно диагностированная как ильменит.

Составы экспериментальных фаз приведены в табл. 3.

Расплав

При максимальных температурах (1650°C), состав расплава приближается к составу исходных

Таблица 3. Средние химические составы экспериментальных фаз, мас. %

Опыт №	Фаза	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
184	<i>Opх</i>	4	53.6(3)	0.25(1)	4.8(4)	8.0(2)	29.6(3)	2.06(10)	0.32(3)	0	0.01	0.57(3)	99.21
	<i>Liq</i>	7	46.3(13)	2.7(2)	10.6(2)	11.1(12)	17.1(10)	9.5(3)	1.7(5)	0.5(4)	0.24(5)	0.22(3)	96.43
191	<i>Grт</i>	9	41.0(7)	0.6(2)	23.5(10)	10.9(2)	19.2(7)	3.9(3)	0.10(8)	0.02(1)	0.06(3)	0.61(6)	99.89
	<i>Срх</i>	11	53.3(10)	0.31(2)	6.0(3)	9.1(3)	20.6(8)	7.19(11)	1.84(5)	0	0.01(1)	0.33(2)	98.68
192	<i>Grт</i>	9	41.4(8)	0.6(1)	23.1(11)	9.7(2)	20.2(10)	3.8(4)	0.11(8)	0.03(2)	0.05(4)	0.83(12)	99.82
	<i>Срх</i>	9	53.8(8)	0.4(2)	5.9(3)	8.5(4)	22.2(8)	6.2(3)	1.63(10)	0.03(2)	0	0.37(2)	99.03
1099	<i>Liq</i>	11	48.6(9)	2.5(5)	9.2(2)	12.5(7)	15.1(6)	9.3(5)	2.10(8)	0.27(12)	0.22(6)	0.15(2)	96.1
	<i>Grт</i>	7	41.2(6)	0.63(4)	23.2(11)	12.0(1)	18.6(4)	3.84(9)	0.13(3)	0	0.03(1)	0.51(6)	100.14
1098	<i>Срх</i>	6	54.5(4)	0.39(3)	5.91(9)	9.09(8)	19.3(3)	7.68(10)	2.21(6)	0.02(1)	0.01(1)	0.29(1)	99.4
	<i>Grт</i>	5	41.8(7)	1.1(6)	21.1(8)	10.2(15)	19.6(20)	4.1(7)	0.11(3)	0	0.06(3)	0.8(2)	98.87
	<i>Срх</i>	6	54.1(10)	0.29(11)	6.7(18)	7.6(7)	22.5(24)	5.9(9)	1.7(2)	0	0.01	0.42(3)	0.01
182	<i>Liq</i>	6	49.7(1)	1.8(1)	9.28(7)	11.26(8)	17.1(15)	8.29(14)	1.87(4)	0.27(4)	0.18(2)	0.25(1)	96.24
	<i>Срх</i>	14	52.4(2)	0.50(6)	6.1(2)	8.7(2)	22.3(3)	7.4(3)	1.25(6)	0.01(1)	0.01(1)	0.45(7)	99.12
	<i>Opх</i>	7	52.5(3)	0.37(2)	5.9(1)	9.63(11)	27.9(1)	2.12(11)	0.39(3)	0	0	0.40(2)	99.21
187	<i>Liq</i>	12	45.4(9)	2.5(2)	9.8(4)	12.8(5)	17.1(2)	8.4(2)	2.77(11)	0.70(3)	0.31(5)	0.22(1)	96.11
180	<i>Срх</i>	7	53.3(6)	0.62(9)	5.22(10)	9.5(2)	19.3(4)	8.1(1)	2.49(6)	0.03(1)	0.04(3)	0.25(2)	98.85
188	<i>Grт</i>	5	40.0(7)	1.14(11)	23.6(14)	12.7(3)	18.0(2)	4.1(1)	0.18(5)	0.04(1)	0.11(2)	0.41(9)	100.28
	<i>Grт</i>	18	41.9(3)	0.64(10)	22.57(23)	8.9(3)	21.4(3)	3.6(1)	0.09(3)	0	0.04(2)	0.95(3)	100.09
	<i>Срх</i>	4	54.0(1)	0.32(8)	5.50(7)	7.6(1)	23.5(1)	6.1(1)	1.76(2)	0.03(1)	0.02	0.41(1)	99.24
	<i>Liq</i>	21	45.5(13)	2.8(5)	8.7(2)	13.7(8)	16.8(3)	8.8(6)	2.6(2)	0.6(2)	0.33(9)	0.17(1)	95.45
1091	<i>Срх</i>	7	54.2(2)	0.76(3)	4.7(3)	10.0(2)	18.3(3)	8.2(2)	2.89(10)	0.02(1)	0.02(1)	0.23(1)	99.32
	<i>Grт</i>	4	41.9(4)	1.25(7)	21.5(6)	14.2(2)	17.58(6)	3.77(15)	0.26(8)	0	0.08(3)	0.40(4)	100.94
1104	<i>Grт</i>	9	41.8(1)	0.86(3)	22.20(9)	9.37(5)	20.1(1)	4.84(8)	0.12(1)	0.01(1)	0.04(1)	0.75(4)	100.09
	<i>Срх</i>	5	52.7(13)	0.7(6)	6.2(11)	6.9(12)	19.1(3)	10.8(5)	2.28(15)	0.03(2)	0.02(2)	0.32(11)	99.05
	<i>Liq</i>	19	39.9(20)	3.3(9)	10.4(40)	15.8(20)	17.2(15)	7.8(13)	3.4(14)	1.4(10)	0.6(2)	0.24(14)	96.79

Таблица 3. Окончание

Опыт №	Фаза	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
1100	<i>Grt</i>	4	41.6(7)	0.67(5)	23.1(16)	8.3(2)	21.2(4)	3.6(1)	0.13(4)	0	0.04(1)	0.93(5)	99.57
	<i>Liq</i>	8	46.5(3)	2.5(2)	8.9(3)	13.0(3)	17.2(2)	8.3(3)	2.6(2)	0.5(2)	0.28(6)	0.22(2)	96.01
186	<i>Cpx</i>	9	50.4(29)	1.2(14)	8.8(13)	7.5(23)	16.2(21)	12.9(17)	2.1(4)	0	0	0.6(2)	99.7
	<i>Ol</i>	8	38.92(8)	0.12(4)	0.26(10)	17.9(3)	42.3(5)	0.36(6)	0.09(3)	0	0.04(2)	0.07(1)	100.06
185	<i>Liq</i>	5	41.2(6)	3.9(4)	10.70(2)	15.5(6)	12.8(14)	8.93(6)	4.7(6)	1.6(2)	0.53(9)	0.14(8)	95.91
	<i>Liq</i>	10	42.4(1)	3.04(2)	10.63(6)	14.29(4)	15.50(5)	8.70(6)	3.63(5)	1.16(1)	0.38(1)	0.27(1)	96.82
189	<i>Ol</i>	6	39.0(1)	0.06(1)	0.18(1)	17.03(6)	43.36(8)	0.28(1)	0.11(1)	0	0.04(1)	0.05(1)	100.11
	<i>Grt</i>	6	41.0(3)	1.32(11)	22.0(2)	10.7(2)	19.09(10)	5.2(2)	0.16(3)	0.04(2)	0.07(1)	0.67(4)	100.25
190	<i>Cpx</i>	7	52.9(3)	0.8(2)	5.83(10)	7.5(6)	18.1(3)	11.4(4)	2.5(1)	0.06(5)	0	0.31(1)	99.4
	<i>Liq</i>	9	42.3(22)	4.5(4)	5.0(9)	19.6(33)	16.1(14)	8.6(13)	2.6(4)	0.8(4)	0.5(2)	0.05(2)	94.68
1093	<i>Grt</i>	6	41.7(1)	1.0(2)	22.0(4)	8.6(2)	20.9(2)	4.7(2)	0.10(1)	0.012(4)	0.05(1)	1.00(3)	100.062
	<i>Liq</i>	22	41.7(21)	3.2(3)	7.7(7)	15.6(16)	17.1(12)	8.8(8)	4.0(12)	1.3(5)	0.44(12)	0.16(2)	97.42
1095	<i>Grt</i>	6	40.1(8)	2.1(1)	20.4(15)	15.2(6)	16.0(1)	6.0(3)	0.34(4)	0.08(4)	0.15(3)	0.34(3)	100.71
	<i>Ol</i>	6	38.1(1)	0.18(8)	0.2(1)	22.62(5)	38.6(3)	0.29(8)	0.13(2)	0	0.05(2)	0.03(1)	100.2
1097	<i>Cpx</i>	6	52.5(2)	1.48(7)	6.4(5)	7.8(1)	13.8(3)	13.0(1)	3.9(1)	0.10(6)	0	0.30(2)	99.28
	<i>Grt</i>	8	41.9(7)	1.15(10)	22.0(4)	9.8(5)	20.0(3)	5.3(3)	0.19(10)	0	0.09(3)	0.76(20)	101.19
1097	<i>Cpx</i>	10	53.3(10)	0.7(4)	5.7(5)	7.0(10)	18.9(7)	10.8(4)	2.4(1)	0.03(1)	0	0.32(12)	99.15
	<i>Grt</i>	4	42.0(3)	0.89(5)	21.9(2)	8.9(1)	20.2(1)	4.81(7)	0.13(1)	0.01	0.04(1)	0.88(3)	99.76
1097	<i>Cpx</i>	3	51.7(8)	1.2(2)	7.5(2)	8.0(2)	19.0(7)	9.5(6)	2.1(1)	0	0.04(1)	0.30(6)	99.34
	<i>Liq</i>	4	43.5(7)	3.22(1)	7.1(3)	16.0(12)	17.6(4)	8.6(4)	2.83(7)	0.67(13)	0.35(9)	0.13(1)	99.63

Примечание. Все железо приведено в форме FeO. Числа в скобках – стандартное отклонение в единицах последнего разряда. Анализы стеклов пересчитаны к сумме 100 мас. %; приведенные значения относятся к пересчитанному анализу. Символы минералов: *Cpx*, моноклиновый пироксен; *Grt*, гранат; *Ol* – оливин; *Liq* – расплав (агрегат закалочных кристаллов и стекла).

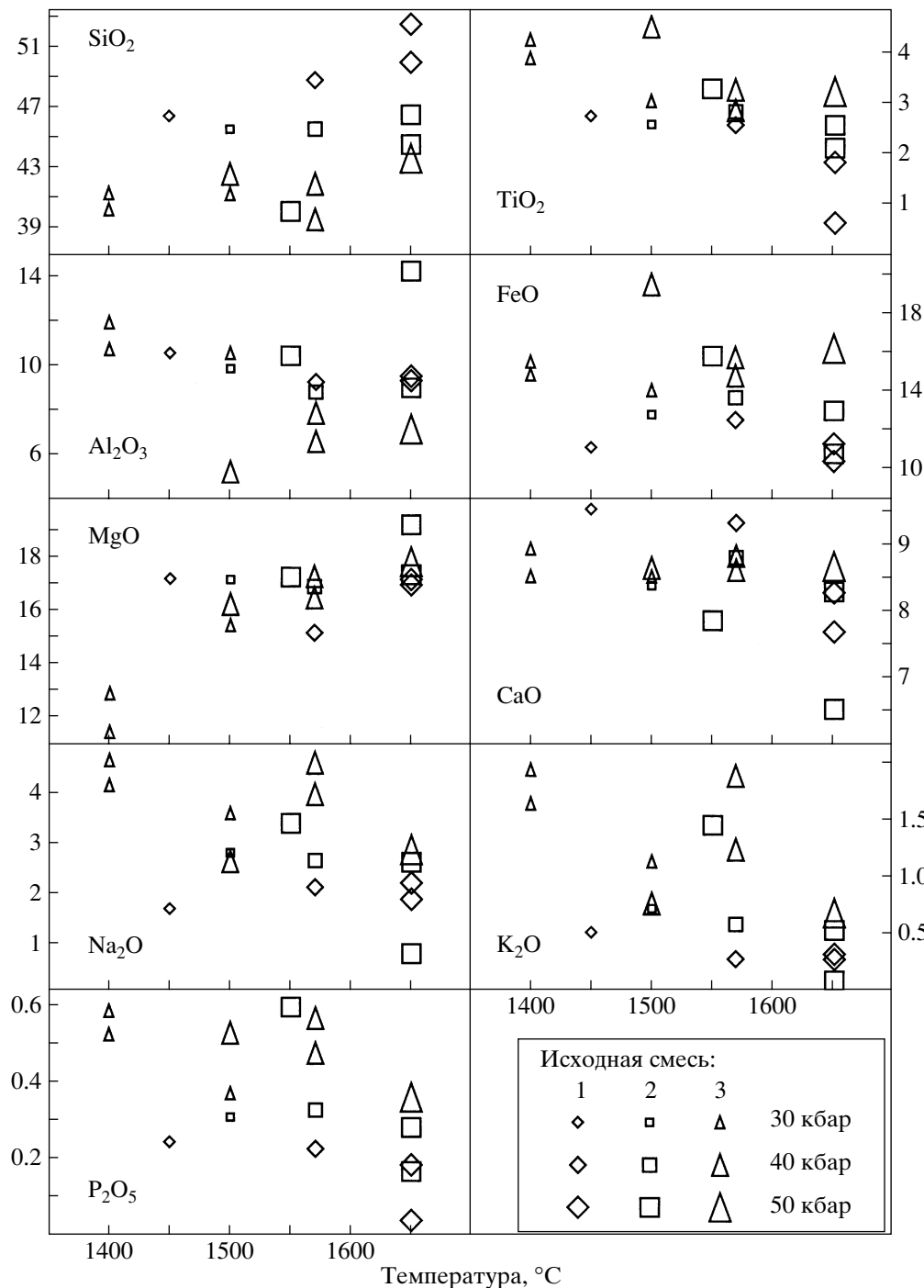


Рис. 2. Изменение состава расплава в экспериментах в зависимости от температуры при разных давлениях и составах исходного материала (табл. 1).

смесей, что согласуется с невысокими содержаниями кристаллических фаз в таких условиях (рис. 2). При снижении температуры изменение состава расплава в основном определяется кристаллизацией одного клинопироксена при 30 кбар и клинопироксена и граната при 40 и 50 кбар. По мере снижения содержания MgO и отношения Mg/(Mg + Fe), снижается также и содержание SiO₂. Од-

новременное увеличение содержания Al₂O₃ в расплаве свидетельствует о том, что главной кристаллизующей фазой был клинопироксен и количество кристаллизующегося граната было значительно меньше. Несмотря на кристаллизацию клинопироксена, концентрация CaO несколько повышается, что связано с низким содержанием кальция в пироксене. Концентрации Na₂O, K₂O,

P_2O_5 повышаются при снижении температуры. Содержания этих элементов характеризуются большими незакономерными вариациями. Вероятно, это следствие того, что они концентрируются в остаточном стекле между закалочными кристаллами, поэтому дефекты полировки скажутся на этих элементах особенно сильно.

Для всех анализов закаленных расплавов, включая стекла, характерны низкие суммы анализов, 95–97 мас. % (табл. 3). Экспериментальные расплавы вероятно содержали существенные количества летучих компонентов, хотя образование флюидной фазы никогда не наблюдалось. Возможно диффузия водорода из твердофазовой ячейки через стенки платинового контейнера и образование воды в эксперименте [14]. Но растворение нескольких процентов воды в расплаве привело бы к значительному снижению температуры ликвидуса. Близость экспериментальных температур к значениям, определенным по эмпирическим зависимостям температуры от состава расплава, свидетельствует о низких содержаниях воды. Более вероятно присутствие CO_2 , растворимость которой в основном расплаве при 30–50 кбар становится высокой [15], а влияние на температуру ликвидуса значительно меньше, чем для воды. Высокие содержания CO_2 (3–5 мас. %) свидетельствуют о том, что потенциал кислорода в опытах приближался к равновесию C–CO– CO_2 . При высоких давлениях и температурах эта ассоциация обеспечивает потенциал кислорода на 1–2 логарифмических единицы ниже, чем значение для буфера кварц–фаялит–магнетит (QFM) [16, 17]. Согласно оценке К. Бальхауса [18], потенциал кислорода в зонах генерации базальтов океанических островов был немного выше уровня QFM. Таким образом, условия наших опытов были более восстановленными по сравнению с природными. Однако это не должно сильно повлиять на фазовые соотношения, поскольку при потенциале кислорода около и ниже QFM большая часть железа в расплаве (напр. [19]) и минералах находится в двухвалентном состоянии. Сравнительно высокая летучесть кислорода может приводить к высоким концентрациям CO_2 в расплаве. Дж.Е. Диксон и др. [20] привели данные о возможных высоких содержаниях CO_2 (1.3–4.9 мас. %) в первичном расплаве щелочных оливиновых базальтов подводного лавового поля севернее о. Оаху. Эти авторы предположили, что большая часть CO_2 терялась в ходе подъема и излияния магмы. Учитывая эти свидетельства, мы не предпринимали усилий по снижению содержания летучих в экспериментальных расплавах, полагая, что высокие содержания CO_2 могут соответствовать реальной природной обстановке.

Клинопироксен

Во всех экспериментах клинопироксен представлен низкокальциевым авгитом (6–13 мас. % CaO) с высоким содержанием Al_2O_3 (5–8 мас. %). Состав клинопироксена зависит в первую очередь от температуры и состава исходной смеси. С увеличением давления наблюдается только заметное увеличение содержания Na в клинопироксене. При снижении температуры в клинопироксене возрастает содержание Ti, Fe, Na и Ca и снижается содержание Mg. Клинопироксены из опытов с наиболее щелочной смесью заметно более кальциевые по сравнению с минералами из опытов с другими исходными составами.

Коэффициент распределения Fe и Mg, $K_D = (Fe/Mg)^{Cpx} : (Fe/Mg)^{Liq}$ между клинопироксеном и расплавом меняется от примерно 0.35 при 1400°C до 0.48 при 1650°C. Максимальные значения несколько выше, чем в других экспериментальных работах (0.35–0.45), но это может быть следствием необычного состава изученных расплавов (высокие содержания Ti, Fe). Экстраполяция по уравнению, предложенному К. Путиркой [21] дает для этих составов еще более высокие значения K_D (до 0.6).

Коэффициент распределения Ti между клинопироксеном и расплавом ($D_{Ti} = TiO_2^{Cpx} / TiO_2^{Liq}$) варьирует в пределах 0.1–0.3 и несколько снижается с ростом давления. Коэффициент распределения Na увеличивается от 0.45 до ~0.8 при увеличении давления от 30 до 50 кбар.

Ортопироксен

Ортопироксен был проанализирован только в трех опытах при 30 кбар. Состав его достаточно выдержан и характеризуется высокими содержаниями Al_2O_3 (4.5–5.8 мас. %) и низкими содержаниями CaO (2–2.3 мас. %).

Гранат

Гранат кристаллизуется только при давлениях 40 и 50 кбар, что затрудняет выявление зависимости его состава от давления. Все гранаты характеризуются высокими содержаниями TiO_2 (>0.6 мас. %). Концентрации Fe, Ti и Ca повышаются со снижением температуры при одновременном снижении содержания MgO. Подобно клинопироксену, гранаты из опытов со смесью U заметно обогащены кальцием по сравнению с экспериментами с менее щелочными составами. Гранат является наиболее железистой фазой из сосуществующих силикатных минералов. Значение K_D для граната составляет около 0.5 и повышается с увеличением температуры (от 0.45 при 1500°C до 0.6 при 1650°C).

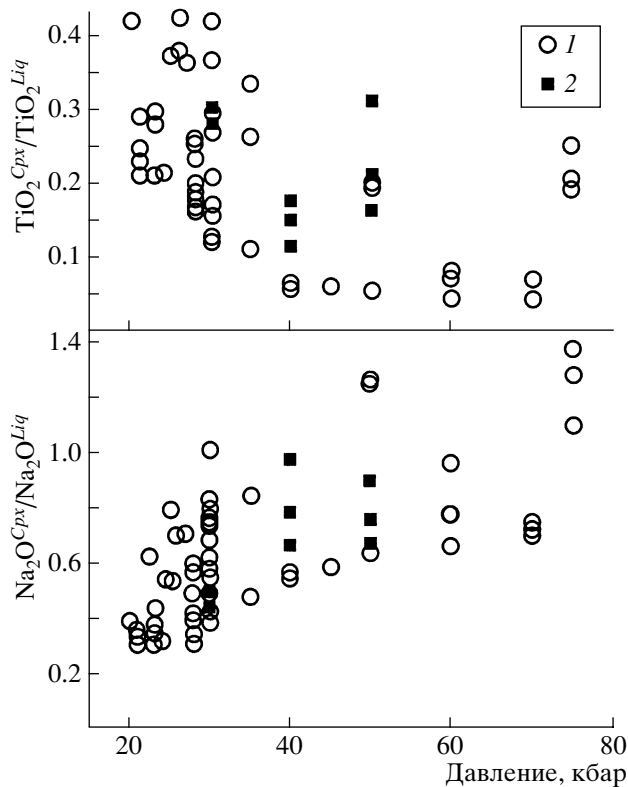


Рис. 3. Зависимость коэффициентов распределения титана и натрия между клинопироксеном и расплавом от давления. Показаны опубликованные экспериментальные данные для давления выше 20 кбар [26, 28–46] (1) и наши результаты (2).

Отмечаются заметные концентрации натрия (>0.1 мас. %), достигающие при 1400°C до 0.2 – 0.3 мас. %. Коэффициент распределения Na не превышает 0.05 и не меняется с увеличением давления. Содержания P_2O_5 колеблются от 0.04 до 0.1 мас. %. Среднее значение коэффициента распределения фосфора между гранатом и расплавом меняется от 0.1 при 1500°C до 0.2 при 1650°C . Закономерное изменение D_p с температурой свидетельствует о возможном изоморфном вхождении фосфора в гранат. Средний коэффициент распределения Cr_2O_3 составляет 6 и снижается при увеличении температуры. Коэффициент распределения TiO_2 практически не меняется при изменении температуры и давления и составляет примерно 0.3 .

Оливин

Оливин был проанализирован в трех опытах при температурах 1400 и 1500°C . Содержание примесей в составе оливина практически не меняется с давлением и температурой (CaO , 0.37 – 0.29 мас. %; $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0.2$ мас. % и $\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 0.05$ мас. %). Коэффициент распределения Fe и Mg составляет 0.32 – 0.35 .

Ильменит

Ильменит образует мелкие идиоморфные зерна (2 – 4 мкм) непригодные для качественных микронзондовых определений. Поэтому он был определен качественно и только в опытах при 50 кбар со смесью U.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Глубина генерации первичных расплавов

Особенности геохимии гавайских вулканитов указывают на присутствие граната в зоне выплавления как толеитовых, так и щелочных магм (напр. [5]). Гранат в мантийных перидотитах может быть стабилен уже при давлении 20 кбар [22]. Но при высоких температурах в равновесии с расплавом, условия стабильности граната в мантии смещаются в сторону более высоких давлений. Наши эксперименты показывают, что первичные расплавы Мауна Кеа могли быть насыщены гранатом при давлениях выше 30 кбар, что согласуется с экспериментами по плавлению модельных и природных перидотитовых систем [23–25]. На основании отношений некогерентных компонентов, в частности Ti/Na, К. Путирка [6] показал, что толеитовые и щелочные магмы Гавайских островов могли выплавляться в интервале глубин от 100 до 200 – 400 км. Отношение Ti/Na чувствительно к давлению сегрегации расплава, если в остатке сохраняется существенное количество клинопироксена. Главным фактором при этом является увеличение содержания жадеитового минала в пироксене (соответственно, увеличение коэффициента распределения натрия между клинопироксеном и расплавом).

Экспериментальные данные по распределению компонентов между клинопироксеном и расплавом в присутствии граната ограничены. Полученные нами оценки фрагментарны и характеризуются значительным разбросом. Мы попытались выявить характер зависимости коэффициентов распределения Na и Ti от давления на основании опубликованных экспериментальных результатов для Fe-содержащих расплавов основного и ультраосновного состава в равновесии с гранатом и клинопироксеном. Эти эксперименты охватывают давления 15 – 75 кбар, но для интервала 35 – 60 кбар, где предположительно образовались гавайские магмы, имеются данные только четырех работ [26–29]. В этих работах исследовались базальтовые и пикритовые составы нормальной щелочности с невысокими содержаниями TiO_2 (в основном в пределах 1 – 2 мас. %). Рис. 3 показывает значительное увеличение коэффициента распределения Na между клинопироксеном и расплавом с ростом давления и одновременное уменьшение коэффициента распределения Ti. Полученные

нами коэффициенты распределения натрия и титана оказываются несколько выше, чем в других работах для тех же давлений. Однако данные, полученные при давлениях <35 кбар для более широкого круга составов (рис. 3), показывают существенный разброс, который может быть результатом влияния состава расплава. В пользу этого свидетельствует тот факт, что единственный ранее опубликованный эксперимент при 50 кбар с высокотитанистым расплавом ([27]; 4 мас. % TiO_2 в стекле) дает сравнительно высокий коэффициент распределения титана (0.19), практически совпадающий с нашими данными.

Учитывая эти результаты, мы принимаем следующую зависимость от давления коэффициентов распределения между клинопироксеном и расплавом: D_{Ti} снижается от 0.3 при 30 кбар до 0.15–0.20 при 50 кбар и практически не меняется при дальнейшем повышении давления; D_{Na} увеличивается от 0.4–0.5 при 30 кбар до 0.8 при 50 кбар, причем эта тенденция, видимо, сохраняется по крайней мере до 80 кбар (до $D_{Na} \sim 1.3$). Увеличение степени когерентности Na с увеличением давления связано с повышением стабильности жадитовой молекулы. Изменение поведения Ti может быть связано не только с прямым влиянием давления [47], но также и с тем, что D_{Ti} уменьшается при увеличении температуры [48] и мольной доли энстатитового минерала в пироксене [49, 50].

Для того, чтобы использовать зависимость коэффициентов распределения титана и натрия от давления для оценки глубины формирования магм, необходимо знать состав источника и минералогическую остаточную ассоциацию. Геохимические данные свидетельствуют в пользу образования гавайских магм из материала близкого к источнику базальтов срединно-океанических хребтов и не свидетельствуют о его сильном обогащении [51, 52]. Используя составы экспериментальных фаз, равновесных с изученными составами, можно рассчитать пропорции минералов в мантийном материале при условиях магмообразования. Если принять состав мантийного источника близким к пиролиту MORB-типа [53], расчеты по методу наименьших квадратов показывают, что остаточный материал при выплавлении гавайских магм должен содержать около 60 мас. % оливина, немного ортопироксена (5–7%) и значительное количество клинопироксена (20–25%) и граната (10–12%). Большое количество клинопироксена связано с его низкокальциевым составом, что является фактором, способствующим обеднению расплава натрием.

В литературе приводятся оценки степени плавления и минералогии остаточной ассоциации для гавайских магм на основании содержания редких элементов. Степени плавления составляют 10–15% для толеитовых расплавов и 6–8% для щелочных магм [4, 54, 55].

Эти авторы отмечали, что толеитовые и щелочные магмы были образованы из близких источников и остаточная ассоциация включала оливин, ортопироксен и значительные количества граната и клинопироксена. Некоторые исследователи [5] приводят значительно более низкие значения для степени плавления (<1%).

Т.П. Вагнер и др. [51] изучали составы высокомагнезиальных стекол Килауэа и показали, что при плавлении мантийного лерцолита клинопироксен и гранат переходят в расплав в пропорции 81:19. Эксперименты по плавлению модельных гранатовых лерцолитов при давлении 30–70 кбар [25, 26] свидетельствуют о том, что количества клинопироксена и граната, переходящих в расплав, относятся как (2–3) : 1. Такое высокое отношение при плавлении качественно согласуется с нашими результатами. Действительно, несмотря на кристаллизацию граната, содержание Al_2O_3 в расплаве увеличивается со снижением температуры (рис. 2), что свидетельствует о небольшом количестве кристаллизующегося граната по сравнению с пироксеном.

Приведенные оценки минерального состава мантийного материала позволяют оценить комбинированные коэффициенты распределения Na и Ti между кристаллическим рститом и первичной магмой. При 30 кбар они практически идентичны и равны примерно 0.1. При таких условиях отношение Na_2O/TiO_2 примерно равно значению в источнике (0.4–0.6 для MORB-пиролита) при любых степенях плавления (рис. 4). При 50 кбар поведение элементов значительно более контрастно – D_{Ti} снижается примерно до 0.07, а D_{Na} возрастает до 0.22. В этом случае, отношение Na_2O/TiO_2 может возрасти до 1.3 при очень низких степенях плавления и до 0.7 при степени плавления 15%. Образование более высоких отношений (1.4–1.5) возможно при больших давлениях, поскольку увеличение D_{Na} продолжается по крайней мере до 75 кбар (рис. 3).

Состав расплава равновесного с мантийным перидотитом при 50 кбар

Оценка глубинности выплавления накладывает определенные ограничения на состав магм. Строгость таких ограничений связана с надежностью наших знаний о составе плавящегося материала. В настоящее время в качестве состава глубинных зон мантии принимаются составы типа пиролита [53]. Главным минералом верхней мантии является оливин, который всегда сохраняется в остаточной минеральной ассоциации при плавлении [36]. Помимо оливина, в остаточной ассоциации при выплавлении гавайских магм присутствовал гранат и пироксен. Относительно характера пироксена, входящего в состав мантийных

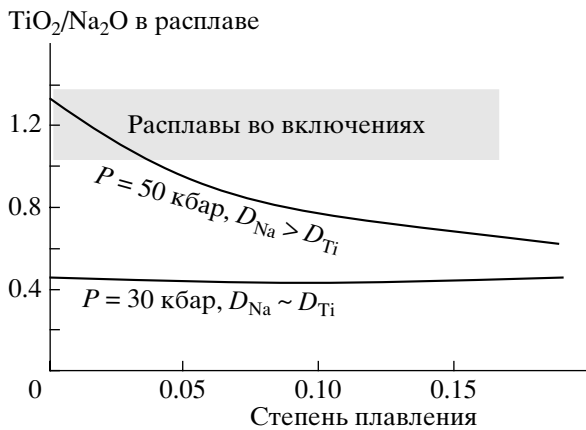


Рис. 4. Изменение отношения $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ в расплаве при плавлении гранатового лерцолита близкого по составу пиролиту MORB [53]. При давлениях до 30 кбар, комбинированные коэффициенты распределения Na и Ti близки и отношение $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ практически не зависит от степени плавления и соответствует значению в исходном лерцолите. При высоких давлениях коэффициент распределения Na существенно возрастает, а для Ti немного снижается, что приводит к существенному повышению отношения $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ при низких степенях плавления. Показан также интервал отношения $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ в расплавных включениях из оливинов Мауна Кеа [1].

реститов, в настоящее время нет полной ясности. Экспериментальное плавление мантийных перидотитов при давлении до 30 кбар показало, что первым из твердофазовой ассоциации исчезает клинопироксен, оставляя гарцбургитовый рестит [56]. Е. Такахаша [36, 57] установил, что при давлениях выше 35 кбар гарцбургитовые реститы не образуются из-за сокращения поля стабильности ортопироксена. Однако другие исследователи [58–60] продемонстрировали стабильность ортопироксена в субликвидусной области мантийного перидотита при давлениях до 100 кбар. М. Вальтер [26] экспериментально показал, что ортопироксен исчезает из субсолидусной мантийной ассоциации при 33 кбар, однако в ходе плавления он снова появляется. Кажущаяся противоречивость экспериментальных результатов связана в большой степени с тем, что при высоких давлениях и температурах составы ортопироксена и клинопироксена становятся близкими и небольшие изменения валового состава могут существенно менять минеральную ассоциацию. Количественное моделирование такого процесса затрудняется сложностью установления равновесного состава пироксенов в экспериментах при высоких давлениях.

Наши эксперименты свидетельствуют о стабильности ассоциации оливин + гранат + клино-

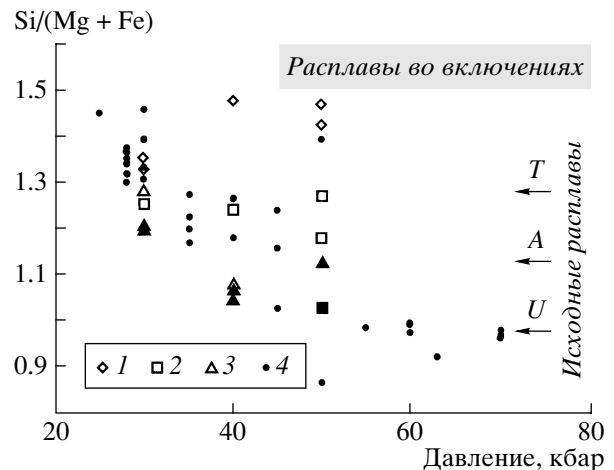


Рис. 5. Зависимость отношения $\text{Si}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ в расплаве насыщенном в отношении полиминеральной ассоциации $\text{Ol} + \text{Grt} + \text{Px}$ (Opx или Cpx) от давления. Экспериментальные точки: (1), (2) и (3) наши данные для исходных смесей T, A и U, соответственно; залитые символы показывают эксперименты, в которых присутствует оливин, не залитые – расплавы не насыщенные оливином при условиях опыта; (4) литературные данные [23, 26, 27, 29, 36, 38, 44, 45, 59, 61]. Также показаны отношения $\text{Si}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ в расплавных включениях в оливине [1] и в рассчитанных составах первичных магм для толеитовой (T), умеренно щелочной (A) и сильно щелочной (U) серий, которые были использованы в качестве исходных смесей для экспериментов.

пироксен вблизи ликвидуса изученных расплавов при давлении 40 и 50 кбар. Ортопироксен в равновесии с оливином наблюдался только при 30 кбар. Экспериментальный клинопироксен имеет низкокальциевый состав, и, вероятно, был близок к равновесию с ортопироксеном. Поэтому для выявления трендов изменения составов мы использовали составы расплавов, полученных в разных экспериментальных работах, в равновесии с ассоциацией оливин + гранат + пироксен (ромбический или моноклинный). Такие расплавы образуют единый тренд с постепенным снижением отношения $\text{Si}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ при увеличении давления (рис. 5). Наши результаты согласуются с этим трендом и показывают, что при давлении 50 кбар и выше это отношение в мантийных выплавках должно быть ниже ~ 1.1 (рис. 5).

Составы расплавных включений в оливинах Мауна Кеа [1] характеризуются заметно более высоким отношением $\text{Si}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ (> 1.5), чем те значения, которые предполагаются при равновесии с мантийным реститом при давлении более 50 кбар (рис. 5). Это отношение заметно ниже в рассчитанных составах первичных магм, но только наиболее щелочной состав (U) характеризуется значением $\text{Si}/(\text{Mg} + \text{Fe}) < 1$ (рис. 5). Предполагая более магнезиальный состав оливина в источнике, можно получить и для толеитовых соста-

вов расплавы с достаточно низкими значениями $Si/(Mg + Fe)$. Но в этом случае необходимо допустить, что первичные расплавы толеитовых базальтов содержали более 26 мас. % MgO и мольная доля форстерита в остаточном оливине была 0.92–0.93. Данные по составам пород и минералов не подтверждают существования таких высокомагнезиальных расплавов [62]. Поэтому мы полагаем, что расплавы Гавайских вулканитов, образовавшиеся при давлении выше 50 кбар, были недосыщены кремнеземом и имели щелочной (нефелин-нормативный) состав.

Образование толеитовых магм вулкана Мауна Кеа

Изотопные и геохимические данные свидетельствуют о близких составах источников толеитовых и щелочных расплавов Мауна Кеа [63]. Различие двух серий пород обычно связывается с разными глубинами и степенью плавления [5]. Однако и толеитовые, и щелочные расплавы характеризуются высокими и примерно равными отношениями TiO_2/Na_2O , что свидетельствует о высоких давлениях (>50 кбар) генерации обоих типов магм. При этом, в равновесии с мантийной ассоциацией могли находиться только недосыщенные кремнеземом щелочные расплавы. Экспериментальные исследования [9–11] показали, что первичные толеитовые магмы Гавайских островов не могут быть в равновесии с гранатовым лерцолитом и насыщены в отношении гарцбургитовой ассоциации при давлении менее 20 кбар. Сочетание геохимических признаков высоких давлений (в поле стабильности граната) с пропорциями содержаний главных компонентов, сходных с таковыми в базальтах срединно-океанических хребтов, указывает на участие как глубинных, так и менее глубинных источников в образовании толеитовых магм.

Т. Вагнер и Т. Гроув [11] предположили, что толеитовые расплавы могли образоваться при взаимодействии глубинных расплавов с обедненным гарцбургитовым материалом в литосфере. Наши результаты согласуются с такой моделью. Исходные глубинные магмы имеют щелочной состав и недосыщены кремнеземом. При снижении давления такие расплавы становятся сильно недосыщенными в отношении ортопироксена. Эксперименты В.К. Булатова и др. [64] показывают, что взаимодействие такого расплава с гарцбургитом приводит к быстрому растворению ортопироксена. В случае, если гарцбургитовый материал обеднен некогерентными элементами, содержания несовместимых редких компонентов и изотопные метки наследуются от глубинных источников, в то время как содержание кремния устанавливается близкое к равновесному при сравнительно низких давлениях. В этом случае

извержение высокомагнезиальных щелочных (глубинных) расплавов возможно только в случае, если боковые породы будут локально еще более обеднены (дуниты). Такая высокая степень обедненности возможна при длительном функционировании магматических каналов, приводящем к постепенному “вымыванию” ортопироксена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом проведенное экспериментальное исследование и анализ данных по расплавленным включениям позволил нам построить модель образования магм вулкана Мауна Кеа. Эта модель включает образование исходных расплавов при давлении выше 50 кбар. Плавление могло начинаться на глубинах 200–400 км [6], но основной объем расплава скорее всего отделился от мантийного рестита на меньших глубинах при давлении около 50 кбар. Этот расплав был высокомагнезиальный (около 20 мас. % MgO) и низкокремнистый, отвечающий по составу первичным магмам щелочной серии. Высокие давления генерации магмы нашли свое отражение в ряде индикаторных отношений элементов (LREE/HREE, TiO_2/Na_2O). При подъеме через литосферу происходило взаимодействие с обедненными оливин-ортопироксеновыми породами, приведшее к смещению состава в толеитовую область при сохранении отношений некогерентных элементов. Такая модель позволяет объяснить образование всего спектра пород из единого источника, сходного с оценками примитивной или слабо деплетированной мантии.

Авторы благодарны И.П. Солововой (ИГЕМ РАН) за полезное обсуждение результатов, Т. Штахелю и Т. Кауцу (Институт минералогии, Франкфурт) за помощь в проведении экспериментальных и микронзондовых исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и программы поддержки ведущих научных школ, а также Немецкого научного общества (Deutsche Forschungsgemeinschaft).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Конюкова Н.Н. Высокомагнезиальные расплавы вулкана Мауна Кеа (Гавайские острова): результаты изучения включений в минералах // Геохимия. 2002. № 12. С. 1271–1287.
2. Ghiorso M.S., Sack R.O. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // Contribs Mineral. and Petrol. 1995. V. 119. P. 197–212.
3. Рябчиков И.Д. Численное моделирование частичного плавления перидотитового материала // Геохимия. 1993. № 12. С. 1697–1708.

4. *Chen C.-Y., Frey F.A., Garcia M.O., et al.* The tholeiite to alkalic basalt transition at Haleakala Volcano, Maui, Hawaii // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1991. V. 106. P. 183–200.
5. *Frey F.A., Garcia M.O., Wise W.S., et al.* The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 14347–14375.
6. *Putirka K.* Melting depths and mantle heterogeneity beneath Hawaii and the East Pacific Rise: Constraints from Na/Ti and rare earth element ratios // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 2817–2829.
7. *Thompson R.N.* The 1-atmosphere melting patterns of some basaltic volcanic series // *Am. J. Sci.* 1972. V. 272. P. 901–932.
8. *Thompson R.N., Tilley C.E.* Melting and crystallization relations of Kilauean basalts of Hawaii: The lavas of the 1959–1960 Kilauea eruption // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 5. P. 469–477.
9. *Green D.H., Ringwood A.E.* The genesis of basaltic magmas // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1967. V. 15. P. 103–190.
10. *Eggin S.M.* Petrogenesis of Hawaiian tholeiites: 1, phase equilibria constraints // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1992. V. 110. P. 387–397.
11. *Wagner T.P., Grove T.L.* Melt/harzburgite reaction in the petrogenesis of tholeiitic magma from Kilauea volcano, Hawaii // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1998. V. 131. P. 1–12.
12. *Yang H.-J., Frey F.A., Garcia M.O., Clague D.A.* Submarine lavas from Mauna Kea Volcano, Hawaii: implications for Hawaiian shield stage process // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 15577–15594.
13. *Brey G.P., Weber R., Nickel K.G.* Calibration of a belt apparatus to 1800 C and 6 GPa // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 15603–15610.
14. *Falloon T.J., Danyushevsky L.V.* Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction component on mantle melting // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 257–283.
15. *Brey G.P., Ryabchikov I.D.* Carbon dioxide in strongly silica undersaturated melts and origin of kimberlite magmas // *N. Jahrb. Mineral. Monatsh.* 1994. № 10. P. 449–463.
16. *Jakobsson S., Oskarsson N.* The system C-O in equilibrium with graphite at high pressure and temperature: An experimental study // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. P. 9–17.
17. *LaTourrette T., Holloway J.R.* Oxygen fugacity of the diamond + C-O fluid assemblage and CO₂ fugacity at 8 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 128. P. 439–451.
18. *Ballhaus C.* Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1993. V. 114. P. 331–348.
19. *Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O.* The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1983. V. 83. P. 136–140.
20. *Dixon J.E., Clague D.A., Wallace P., Poreda R.* Volatiles in alkalic basalts from the North Arch Volcanic Field, Hawaii: Extensive degassing of deep submarine-erupted alkalic series lavas // *J. Petrol.* 1997. V. 38. P. 911–939.
21. *Putirka K.* Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1999. V. 135. P. 151–163.
22. *Klemme S., O'Neill, H.S.C.* The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite // *Contribs Mineral. and Petrol.* 2000. V. 138. P. 237–248.
23. *Falloon T.J., Green D.H.* Anhydrous partial melting of peridotite from 8 to 35 kb and the petrogenesis of MORB // *J. Petrol.* 1988. *Spec. Lithosphere Issue.* P. 379–414.
24. *Walter M.J., Presnall D.C.* Melting behavior of simplified lherzolite in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–Na₂O from 7 to 35 kbar // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 329–359.
25. *Gudfinnsson G.H., Presnall D.C.* Melting relations of model lherzolite in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ at 2.4–3.4 GPa and the generation of komatiites // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 27701–27709.
26. *Walter M.J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 29–60.
27. *Putirka K.* Garnet + liquid equilibrium // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1998. V. 131. P. 273–288.
28. *Yasuda A., Fujii T.* Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 9401–9414.
29. *Yaxley G.M., Green D.H.* Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilization by subduction of oceanic crust // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1998. V. 78. P. 243–255.
30. *Vander Auwera J., Longhi J.* Experimental study of a jontuite (hypersthene monzodiorite): constraints on the parent magma composition and crystallization conditions (*P*, *T*, *f*_{O₂}) of the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (Norway) // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1994. V. 118. P. 60–78.
31. *Thompson R.N.* Primary basalts and magma genesis I. Skye, North-West Scotland // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1974. V. 45. P. 317–341.
32. *Hack P.J., Nielsen R.L., Johnston A.D.* Experimentally determined rare-earth element and Y partitioning behavior between clinopyroxene and basaltic liquids at pressures up to 20 kbar // *Chem. Geol.* 1994. V. 117. P. 89–105.
33. *Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L.* Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.* 1994. V. 117. P. 107–125.
34. *Johnston A.D.* Anhydrous P-T phase relations of near-primary high-alumina basalt from the South Sandwich Islands. Implications for the origin of island arcs and tonalite-trondjemite series rocks // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1986. V. 92. P. 368–382.
35. *Shimizu H.* Experimental study on rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30 kb for basaltic systems // *Geochem. J.* 1980. V. 14. P. 185–202.

36. *Takahashi E.* Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 9367–9382.
37. *Draper D.S., Johnston A.D.* Anhydrous PT phase relations of an Aleutian high-MgO basalt: an investigation of the role of olivine-liquid reaction in the generation of arc high-alumina basalts // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1992. V. 112. P. 501–519.
38. *Longhi J.* Liquidus equilibria of some primary lunar and terrestrial melts in the garnet stability field // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2375–2386.
39. *Putirka K., Johnson M., Kinzler R., et al.* Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1996. V. 123. P. 92–108.
40. *Kinzler R.J.* Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 853–874.
41. *Kilburn M.R., Wood B.J.* Metal-silicate partitioning and the incompatibility of S and Si during core formation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 152. P. 139–148.
42. *Johnson K.T.M.* Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1998. V. 133. P. 60–68.
43. *Takahashi E., Nakajima K., Wright T.L.* Origin of the Columbia River basalts: melting model of a heterogeneous plume head // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 162. P. 63–80.
44. *Kogiso T., Hirose K., Takahashi E.* Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 162. P. 45–61.
45. *Salter V.J.M., Longhi J.* Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 166. P. 15–30.
46. *Longhi J., Vander Auwera J., Fram M.S., Duchesne J.-C.* Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (massif) anorthosites and related rocks // *J. Petrol.* 1999. V. 40. P. 339–362.
47. *Adam J., Green T.H.* The effects of pressure and temperature on the partitioning of Ti, Sr and REE between amphibole, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.* 1994. V. 117. P. 219–233.
48. *Ray G.L., Shimizu N., Hart S.R.* An ion microprobe study of the partitioning of trace elements between clinopyroxene and liquid in the system diopside-albite-anorthite // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1983. V. 47. P. 2131–2140.
49. *Gallahan W.E., Nielsen R.L.* The partitioning of Sc, Y, and the rare earth elements between high-Ca pyroxene and natural mafic to intermediate lavas at 1 atmosphere // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. P. 2387–2404.
50. *Forsythe L.M., Nielsen R.L., Fisk M.R.* High-field-strength element partitioning between pyroxene and basaltic to dacitic magmas // *Chem. Geol.* 1994. V. 117. P. 107–125.
51. *Wagner T.P., Clague D.A., Hauri E.H., Grove T.L.* Trace element abundances of high-MgO glasses from Kilauea, Mauna Loa and Haleakala volcanoes, Hawaii // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1998. V. 131. P. 13–21.
52. *Coltice N., Ricard Y.* Geochemical observations and one layer mantle convection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 174. P. 125–137.
53. *Green D.H., Falloon T.J.* Pyrolite: a Ringwood concept and its current expression // *The Earth's Mantle: Composition, Structure, and Evolution.* Jackson, I., Ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1998. P. 311–378.
54. *Feigenson M.D., Hofmann A.W., Spera F.J.* Case studies on the origin of basalt. II. The transition from tholeiitic to alkalic volcanism on Kohala volcano, Hawaii // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1983. V. 84. P. 390–405.
55. *Hofmann A.W., Feigenson M.D., Raczek I.* Case studies on the origin of basalt. III. Petrogenesis of the Mauna Ulu eruption, Kilauea // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1984. V. 88. P. 24–35.
56. *Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1980. V. 73. P. 287–310.
57. *Takahashi E., Shimazaki T., Tsuzaki Y., Yoshida H.* Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas // *Phil. Trans. R. Soc. London A.* 1993. V. 342. P. 105–120.
58. *Herzberg C., Gasparik T., Sawamoto H.* Origin of mantle peridotite: constraints from melting experiments to 16.5 GPa // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 15779–15803.
59. *Canil D.* Orthopyroxene stability along the peridotite solidus and the origin of cratonic lithosphere beneath southern Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 111. P. 83–95.
60. *Zhang J., Herzberg C.* Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5 GPa // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 17729–17742.
61. *Elthon D., Scarfe C.M.* High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts // *Am. Mineral.* 1984. V. 69. P. 1–15.
62. *Norman M.D., Garcia M.O.* Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 168. P. 27–44.
63. *Kennedy A.K., Kwon S.-T., Frey F.A., West H.B.* The isotopic composition of postshield lavas from Mauna Kea volcano, Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 103. P. 339–353.
64. *Bulatov V.K., Givnits A.V., Brey G.P.* Experimental melting of a modally heterogeneous mantle // *Mineral. Petrol.* 2002. V. 75. P. 131–152.