

УДК 551.46+552.111

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ И ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА (КАМЧАТКА)

© 1996 г. А. Ю. Озеров, А. А. Арискин, Г. С. Бармина

Представлено академиком С.А. Федотовым 12.05.95 г.

Поступило 16.05.95 г.

Для ряда вулканических центров островных дуг установлена тесная ассоциация примитивных высокомагнезиальных и более железистых высокоглиноземистых базальтов, природа генетической связи которых представляет сложную петрологическую проблему [3, 11, 14 и др.].

Характерным примером такой ассоциации являются продукты извержений Ключевского вулкана, среди которых преобладают высокоглиноземистые базальты. В геологической литературе преимущественное развитие получили представления о единой родоначальной магме Ключевского вулкана [5, 7], однако относительно ее источника и состава мнения исследователей расходятся. Некоторые исследователи отдают предпочтение исходному глиноземистому расплаву [4, 12]; ряд петрологов, включая авторов настоящего сообщения, полагают, что высокоглиноземистые базальты являются дифференциатами высокомагнезиальных магм [1, 2, 6, 7, 15].

Наши заключения базировались на следующих положениях: 1) монотонный характер петрохимических трендов – от высокомагнезиальных (MgO 12%, Al_2O_3 14%)^{*} к высокоглиноземистым (MgO 4.5%, Al_2O_3 19%) базальтам – свидетельствует о существовании единого эволюционного ряда магматических расплавов в пределах питающей системы Ключевского вулкана; 2) закономерное уменьшение магнезиальности ($Mgn = 100MgO/(MgO + FeO)$) оливинов и клинопироксенов глиноземистых базальтов от ядер фенокристаллов (91–89) через их краевые части к микро-

литам (до 64) указывает на изменение состава расплава в сторону уменьшения MgO ; 3) высокие значения Mgn в ядрах оливинов и клинопироксенов (91–85), наблюдаемые как в глиноземистых, так и магнезиальных базальтах, приводят к выводу, что наиболее магнезиальные темноцветные минералы кристаллизовались из высокомагнезиального магматического расплава.

Важную информацию об условиях формирования магматической серии Ключевского вулкана дает изучение химического состава твердофазных кристаллических включений, широко развитых в породообразующих минералах магнезиальных и глиноземистых базальтов. В работе представлены результаты детальных минералогических исследований глиноземистых базальтов прорыва Заварицкого, которые составляют эмпирическую основу рассмотренной ниже модели формирования высокоглиноземистых базальтов из высокомагнезиального расплава.

Прорыв Заварицкого 1945 г. – одно из наиболее изученных побочных извержений Ключевского вулкана [8]. Породы этого прорыва относятся к типичным глиноземистым базальтам, слагающим постройку вулкана. Они имеют порфировый облик; структура породы серийно-порфировая. Породообразующие минералы представлены оливином, клинопироксеном и плагиоклазом при существенном преобладании последнего; они наблюдаются как в фенокристаллах, субфенокристаллах, так и в микролитах.

Поскольку фенокристаллов и субфенокристаллов темноцветных минералов в породах прорыва Заварицкого слишком мало (<5%), была применена следующая процедура их выделения из пород для дальнейшего исследования в них твердофазных включений. Из крупных фракций базальтов 2–1 мм и 1–0.5 мм выделялись в бромформе оливин и клинопироксен (с последующим отбором их под бинокляром). Выделенные кристаллы располагались (в шашках) в один слой и заливались эпоксидной смолой. После этого они шлифовались и полировались. Плагиоклаз,

* Здесь и далее в мас.%.

Институт вулканологии
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук,
Петропавловск-Камчатский

Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва

поскольку он достаточно широко представлен в породе, не подвергался такой процедуре, а изучался в аншлифах. Анализ кристаллических включений в паре с минералом-хозяином проводился на рентгеноспектральном микроанализаторе "Camebax".

Кристаллические включения установлены в оливине, клинопироксене и плагиоклазе и представлены силикатными (оливин, клино- и ортопироксены) и рудными (хромшпинель, титаномагнетит) минералами. Размер включений 10–40 мкм. Наблюдается хорошее соответствие Mgn включений клинопироксена ($Mgn = 89–75$) и минерала-хозяина – оливина ($Mgn = 89–75$), с одной стороны, и Mgn включений оливина ($Mgn = 78–68$) и минерала-хозяина клинопироксена ($Mgn = 81–73$), с другой. Эти данные в обобщенном виде представлены на рис. 1а для сосуществующих пар оливина и клинопироксена. На рис. 1б и 1в наблюдается соответствие Mgn включений ортопироксена ($Mgn = 89–72$) минералу-хозяину оливину ($Mgn = 89–68$) и минералу-хозяину клинопироксена ($Mgn = 89–69$). Из рис. 1г следует, что в минерале-хозяине плагиоклазе на всем протяжении его кристаллизации – от An_{84} до An_{59} – наблюдались только низкомагнезиальные оливины (Mgn в среднем 75) и клинопироксены (Mgn в среднем 72).

Эти данные с учетом ранее установленных закономерных изменений Mgn темноцветных минералов (от ядер фенокристаллов к их краевым частям и микролитам) позволяют полагать, что первыми на ликвидусе исходного высокомагнезиального расплава начали кристаллизоваться практически одновременно высокомагнезиальные оливин ($Mgn = 91–90$) и клинопироксен ($Mgn = 91–90$), а несколько позднее началась кристаллизация высокомагнезиального ортопироксена ($Mgn = 89–88$). Наличие в плагиоклазе включений низкомагнезиального оливина (Mgn в среднем 75) и клинопироксена (Mgn в среднем 72) при отсутствии значительных дисперсий в их составе свидетельствует о том, что плагиоклаз является поздней кристаллизующейся фазой, которая захватывала кристаллы низкомагнезиальных темноцветных минералов на заключительных стадиях фракционирования исходного расплава.

Дополнительную информацию о кристаллизации плагиоклаза и рудных минералов дает совокупное рассмотрение составов включений шпинелидов, заключенных в оливине и плагиоклазе. В процессе кристаллизации оливина – от высокомагнезиального к низкомагнезиальному – существенно менялось содержание TiO_2 и Cr_2O_3 в микровключениях шпинелидов; причем на уровне магнезиальности оливина 76–73 содержание оксидов хрома резко падает, а оксидов титана столь же резко возрастает. В плагиоклазе на всем протяжении его кристаллизации ($An_{84–59}$) наблюда-

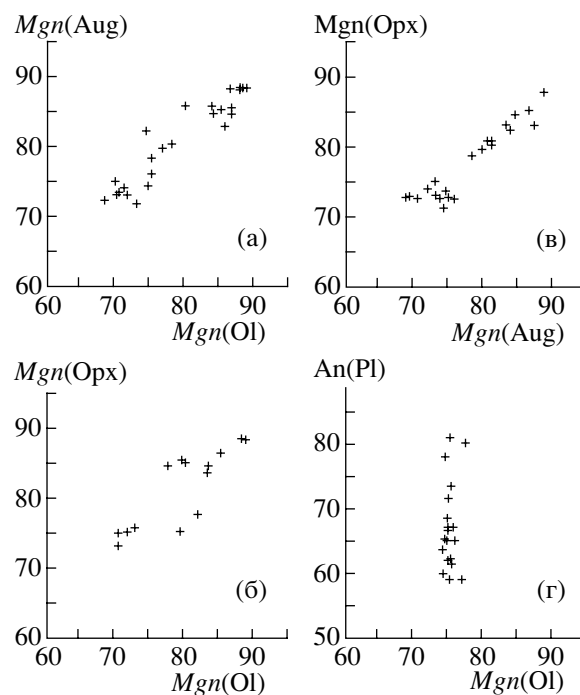


Рис. 1. Зависимость состава твердофазных включений от состава минерала-хозяина в глиноземистых базальтах прорыва Заварицкого. а – включения оливина в клинопироксене и включения клинопироксена в оливине, Aug – высококальциевый пироксен; б – включения ортопироксена в оливине; в – включения ортопироксена в клинопироксене; г – включения оливина в плагиоклазе. $Mgn = 100Mg/(Mg + Fe^{2+})$, $An = Ca/(Ca + Na + K)$.

лись включения только титаномагнетита с низким содержанием Cr_2O_3 (<1%), которое характерно для вышеупомянутых включений этого минерала в низкомагнезиальном оливине ($Mgn = 76–64$). Этот факт можно рассматривать как еще один аргумент в пользу более поздней кристаллизации плагиоклаза по отношению к высокомагнезиальным оливинам и пироксенам.

Приведенные данные указывают на последовательную смену парагенезисов минералов в ходе кристаллизации магматического расплава, давшего глиноземистые базальты: сначала образовались наиболее высокомагнезиальные оливин ($Mgn = 91$), клинопироксен ($Mgn = 91$; $En_{49}Wo_{43}Fs_6$) и ортопироксен ($Mgn = 89$; $En_{86}Wo_3Fs_{11}$), среди рудных – хромшпинель (Cr_2O_3 47%, TiO_2 0.5%, MgO 11%, Fe^{2+}/Fe^{3+} 1.6); позднее происходило выделение плагиоклаза с низкомагнезиальным оливином и клинопироксеном, с которыми из рудных ассоциирует титаномагнетит.

На основе петрохимических и минералогических данных можно полагать, что вся серия базальтов Ключевского вулкана – от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых – сформировалась в результате процессов крупномасштабного

Таблица 1. Результаты ЭВМ-моделирования образования высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана по механизму декомпрессионного фракционирования

Состав минералов				F	Фракционирование минералов, мас. %	P, кбар	T, °C	Природные и модельные составы расплавов							
Oi	CPx	OPx	PI					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
79	77	82	70	37		7.0	1104	53.5	1.1	18.3	8.7	5.2	8.2	3.5	1.2
80	78	83		35		7.8	1118	53.1	1.1	18.0	9.1	5.5	8.3	3.6	0.9
82	81	84		30		9.4	1154	52.8	1.1	17.3	9.2	6.3	8.8	3.4	0.9
84	83	86		25		11.1	1189	52.5	1.0	16.6	9.2	7.1	9.3	3.2	0.8
86	85	87		20		12.7	1225	52.1	1.0	15.9	9.2	8.1	9.6	3.0	0.8
87	87	88		15		14.4	1254	52.6	1.0	15.4	9.0	8.7	9.5	2.8	0.7
88	88			10		16.0	1285	52.4	0.9	14.4	8.9	9.5	9.7	2.7	0.7
89	89			5		17.7	1315	52.1	0.9	14.4	8.9	10.4	9.8	2.6	0.7
90	90			0		19.3	1351	51.8	0.9	13.9	8.8	11.6	9.7	2.5	0.6

Примечание. Расчеты выполнены по программе КОМАГМАТ-3.0 [13]. В нижней рамке – состав среднего высокомагнезиального базальта Ключевского вулкана, принятый за состав исходной магмы [1]; в верхней рамке – состав среднего высокоглиноземистого базальта Ключевского вулкана [1]. *F* – степень кристаллизации расплава (мас.%). Для оливина, клино- и ортопироксенов приведена их магнезиальность (*Mgn*), для плагиоклаза – содержание анортитовой молекулы, мол.%. Составы модельных расплавов пересчитаны на безводную основу и приведены к 100 мас.%.

фракционирования примитивной базальтовой магмы, равновесной с высокомагнезиальными минералами – оливином и клинопироксеном, имеющими *Mgn* около 91, и высокохромистым шпинелидом, которые составляют наиболее раннюю парагенетическую ассоциацию кристаллизующихся минералов. Процессы фракционирования сопровождаются удалением MgO и CaO в ходе эволюции расплава при комплементарном обогащении магмы компонентами, в незначительных количествах входящими в состав темноцветных минералов, прежде всего Al₂O₃.

Этот вывод находит подтверждение в результатах численного моделирования полибарического фракционирования высокомагнезиальной магмы Ключевского вулкана с использованием ЭВМ-программы КОМАГМАТ [13]. Мы провели цикл вычислений, включающих более 600 вариантов моделирования фракционной кристаллизации предполагаемой исходной магмы (отвечающей среднему высокомагнезиальному базальту) в изобарических и декомпрессионных условиях для сухой и водосодержащей систем [1]. Расчеты проводились в интервале давлений 0–20 кбар с “шагом” фракционирования 1 мас.%; летучесть кислорода задавалась буферным равновесием кварц–фаялит–магнетит (QFM).

Основные результаты моделирования для оптимальной модели приведены в табл. 1. Установлено, что формирование высокоглиноземистых расплавов из высокомагнезиальных может протекать в условиях декомпрессионного фракцио-

нирования в водосодержащей системе, когда кристаллизация и разделение фаз происходят на фоне понижающегося давления, примерно от 19 до 7 кбар. При этом расчетные температуры колеблются в пределах 1350–1100°C, а для воспроизведения полного спектра составов базальтов Ключевского вулкана необходимо наличие около 2% H₂O в исходном расплаве. Один из важных результатов проведенных расчетов заключается в определении пропорций фракционирующих минералов (см. табл. 1), которые задают направленность модельных петрохимических трендов. Приведенные в таблице данные по составам модельных минералов в общем согласуются с приведенными выше данными микрозондовых исследований.

Таким образом, наиболее вероятным механизмом, обеспечивающим наблюдаемое разнообразие базальтов Ключевского вулкана, представляется кристаллизационное фракционирование, обусловленное гравитационным разделением кристаллических фаз и расплава в вертикальной подводящей системе вулкана. Поскольку по геофизическим данным магмогенерирующая система имеет мантийное питание и характеризуется отсутствием крупных коровых или периферических очагов [10], можно предполагать, что эта система представляет собой постоянно действующую магматическую колонну, в пределах которой фракционирование происходит в условиях декомпрессии кристаллизующегося расплава. В этой колонне концентрация магния и других феррических компонентов в расплаве увеличивается с глубиной, а

в верхней части располагается магма, соответствующая по составу более фракционированным глиноземистым базальтам. По данным ЭВМ-моделирования масштабные процессы фракционирования с выделением большого количества фемических минералов происходят при давлениях от 19 до 6–7 кбар, т.е. на глубинах более 20 км. Процессы фракционирования, по-видимому, продолжаются и на меньших глубинах вдоль всей магматической колонны. В поднимающейся магме, в которой сохраняется некоторое количество фемических минералов, образовавшихся на больших глубинах, продолжается кристаллизация этих минералов и, кроме того, плагиоклаза, что приводит к формированию все более глиноземистых и имеющих меньшую плотность магм. С этим хорошо согласуются данные по плотностным характеристикам магматического вещества в питающей системе Ключевского вулкана [9].

Предложенная модель позволяет объяснить широкое развитие глиноземистых базальтов вплоть до высокоглиноземистых разностей в пределах постройки Ключевского вулкана и наличие магнезиальных базальтов в прорывах на гипсометрически более низком уровне.

В ы в о д ы. 1. Показана возможность реконструкции последовательности кристаллизации минералов на основе детальных микрозондовых исследований состава твердофазных включений в породообразующих минералах глиноземистых базальтов, в которых наблюдается широкий спектр составов темноцветных породообразующих минералов. Это позволяет восстановить кристаллизационную историю исходного магматического расплава при изучении сильно фракционированных глиноземистых лав.

2. Полученные данные показывают, что при формировании магматической серии Ключевского вулкана, включающей все разнообразие базальтов – от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых, породообразующие минералы выделялись в следующей последовательности: сначала образовались наиболее высокомагнезиальные оливин, клино- и ортопироксены, среди рудных хромшпинель; позднее началась кристаллизация плагиоклаза с низкомагнезиальными оливином и клинопироксеном, с которыми ассоциирует магнетит. Принципиально важно, что высокомагнезиальные оливин, клино- и ортопироксены глиноземистых базальтов не равновесны с валовым составом пород и кристаллизовались из более магнезиальных расплавов.

3. Установлено, что ранняя ассоциация минералов, состоящая из наиболее высокомагнезиальных оливина ($Mgn = 91$) и клинопироксена ($Mgn = 91$; $En_{49}Wo_{43}Fs_6$), включая хромшпинелид (Cr_2O_3 47%, TiO_2 0.5%, MgO 11%, Fe^{2+}/Fe^{3+} 1.6), отвечает высокобарному равновесию с расплавом высокомагнезиального базальта [1]. Этот состав можно рассмат-

ривать в качестве исходного (родоначального) для всей серии базальтов Ключевского вулкана.

4. Результаты математического моделирования с использованием ЭВМ-программы КОМАГМАТ-3.0 показывают, что фракционная кристаллизация исходной высокомагнезиальной магмы происходила в декомпрессионных условиях при монотонном понижении давления от 19 до 7 кбар в интервале температур 1350–1110°C и содержании около 2% H_2O в исходном расплаве. Такой режим фракционирования обеспечивает формирование расплавов, идентичных высокоглиноземистым базальтам Ключевского вулкана после удаления 36% твердой фазы в виде темноцветных минералов.

Настоящее исследование поддержано грантами Российского фонда фундаментальных исследований (94–05–16098, 96–05–64231) и Международного научного фонда (M1N000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.
2. Бармина Г.С., Арискин А.А. В сб.: Тез. докл. 10-й Межд. школы по морской геологии. Геология океанов и морей. Геленджик, 1992. Т. 2. С. 151–152.
3. Вольнец О.Н., Ермаков В.В., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. // Бюл. вулканол. станций. 1976. № 52. С. 115–126.
4. Кирсанов И.Т., Марков И.А. В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 80–96.
5. Набоко С.И. // Тр. Лаб. вулканологии и Камчатской вулканологической станции АН СССР. 1947. № 4. С. 92–135.
6. Озеров А.Ю. Динамика извержений и петрохимические особенности глиноземистых базальтов Ключевского вулкана. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1993. 30 с.
7. Озеров А.Ю., Хубуная С.А. Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. Ч. 2. С. 37–61.
8. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и прошлом // Тр. Лаборатории вулканологии. 1956. № 11. 310 с.
9. Федотов С.А. // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 23–45.
10. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. // Там же. 1988. № 2. С. 3–42.
11. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
12. Хренов А.П., Антипин В.С., Чувашова Л.А., Смирнова Е.В. // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 3–15.
13. Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
14. Draper D.S., Johnston A.D. // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 112. P. 501–519.
15. Kersting A.B., Arculus R.J. // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1–41.