

Спиридонов Э. М. Минералогия метаморфизованного плутоногенного золото-кварцевого месторождения Кочкарское, Южный Урал. I. Золото-теллуридные руды // ЗВМО. 1995. Вып. 6. С. 24—39.

Спиридонов Э. М., Спиридонов Ф. М., Юдин А. В. Новые данные о скиппените Bi_2TeSe_2 // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 2. С. 229—232.

Трухачев А. В. Формирование и закономерности распределения рудного золота Озерновского рудного поля в пределах участка Центральной Камчатки // Вестник ВГУ. Сер. Геол. 2008. № 8. С. 216—221.

Bayliss P. Crystal chemistry and crystallography of some minerals in the tetradymite group // Amer. Miner. 1991. Vol. 76. P. 257—265.

Bindi L., Cipriani C. The crystal structure of skippenite, $\text{Bi}_2\text{Se}_2\text{Te}$, from the Kochkar deposit, Southern Urals, Russian Federation // Canad. Miner. 2004. Vol. 42. P. 835—840.

Cook N. J., Ciobanu C. L. Paragenesis of Cu-Fe ores from Ocna de Fier-Dognecea (Romania), typifying fluid plume mineralization in a proximal skarn setting // Miner. Mag. 2001. Vol. 65. P. 351—372.

Cook N. J., Ciobanu C. L., Wagner T., Stanley C. J. Minerals of the system Bi-Te-Se-S related to the tetradymite archetype: review of classification and compositional variation // Canad. Miner. 2007. Vol. 45. P. 665—708.

Dobbe R. T. M. Tellurides, selenides and associated minerals in the Tunaberg copper deposits, SE Bergslagen, Central Sweden // Mineral. Petrol. 1991. Vol. 44. P. 89—106

Johan Z., Picot P., Ruhlmann F. The ore mineralogy of the Otish Mountains uranium deposit, Quebec: skippenite, $\text{Bi}_2\text{Se}_2\text{Te}$ and watsinsonite $\text{Cu}_2\text{PbBi}_4(\text{Se},\text{S})_8$, two new mineral species // Canad. Miner. 1987. Vol. 25. P. 625—638.

Kovalenker V. A., Plotinskaya O. Yu. Te and Se mineralogy of Ozernovskoe and Prasolovskoe gold deposits, Kuril-Kamchatka volcanic belt // IGCP Project 486, Field Workshop 2005 // Geochem. Miner. Petrol. Sofia. 2005. Vol. 43. P. 118—123.

Miller R. Kawazulite $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$, related bismuth minerals, and selenian covellite from the Northwest Territories // Canad. Miner. 1981. Vol. 19. P. 341—348.

Nakajima S. The crystal structure of $\text{Bi}_2\text{Te}_{3-x}\text{Se}_x$ // J. Phys. Chem. Solid. 1963. Vol. 24. P. 479—485.

Vanhanen E. Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe-Co-Au-(U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusamo Schist Belt, north eastern Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 2001. Vol. 399. 229 p.

Поступила в редакцию
3 октября 2013 г.

УДК 552.113+552.112+552.13

ЗРМО, № 2, 2014 г.
Zapiski RMO, N 2, 2014

© Д. чл. А. В. КОЛОСКОВ, В. В. АНАНЬЕВ, М. Ю. ПУЗАНКОВ

АМФИБОЛ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГАВАЙИТАХ КЕКУКНАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА (КАМЧАТКА) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ДЕКОМПРЕССИОННОЙ ЭВОЛЮЦИИ РАСПЛАВОВ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9;
e-mail avv@kscnet.ru

Охарактеризованы составы амфиболов и продуктов их распада в ходе декомпрессионной эволюции расплавов гавайитов четвертичного Кекукнайского вулканического массива (Западная Камчатка). Отмечаются два типа распада амфибола — реакционный и объемный. Температура образования амфибола оценивается величиной 1054°C , содержание H_2O — 6 ± 0.9 (мас. %), $\log f_{\text{O}_2}$ — 9.3 ± 0.4 (NNO). Давление меняется от 6.6 до 2.5 кбар. Появление сопутству-

ющих ему высокомагнезиальных оливинов и пироксенов возможно в изотермической обстановке при значительном росте фугитивности кислорода.

Ключевые слова: амфибол, оливин, клинопироксен, опацитовая каемка, Кекукнайский вулканический массив, Камчатка.

A. V. KOLOSKOV, V. V ANANIEV., M. Yr. PUZANKOV. AMPHIBOLE IN THE QUATERNARY HAWAIIITES OF THE KEKUKNAI VOLCANIC MASSIF (KAMCHATKA) AS A MARK OF DECOMPRESSION EVOLUTION OF THE HIGH-ALKALINITY MELTS

Compositions of amphiboles and products of their disintegration were studied with the purpose to estimate the decompression evolution of hawaiite melt in the Quaternary Kekuknai volcanic massif (West Kamchatka). There were noted two types of the disintegration: amphibole-reactionary and three-dementional ones. Temperature of the amphibole formation is determined as 1054 °C, $H_2O = 6 \pm 0.9$ (wt %), $\log f_{O_2} = 9.3 \pm 0.4$ (NNO). The pressure varies from 6.6 kb to 2.5 kb. The appearance of accompanying high magnesium olivines and clinopyroxenes is possible in the isothermal situation with significant increase of the oxygen fugacity.

Key words: Kekulnai volcanic massif, amphiboles, olivines, clinopyroxenes, dissociation.

ВВЕДЕНИЕ

Присутствие фенокристаллов амфибола в вулканических породах базальтового состава, как свидетельство их высокой водонасыщенности — явление весьма редкое, хотя вкрапленники этого минерала в породах более кислого состава обычны, а амфибол-содержащие габброиды распространены весьма широко.

Редкие находки вкрапленников амфибола известны в тefре трахибазальтов шлакового конуса на западе Мексики (Luhr, Carmichael, 1985; Barclay, Carmichael, 2004), в щелочных базальтах на о-ве Богослов, восточные Алеуты (Arculus et al., 1977), на Малых Антилах (Sigurdsson, Shepherd, 1974), в трахибазальтах вулкана Этна (Corsaro et al., 2007; Viccaro et al., 2007). Характерной особенностью амфиболов вулканических пород является наличие в них непрозрачных полиминеральных опацитовых кайм, которые обычно рассматриваются как результат контактово-реакционного взаимодействия кристаллов с несущим их магматическим расплавом. В зависимости от соотношения основных минералов этих кайм (ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, магнетит) и степени кристалличности выделяется несколько типов таких образований (García, Jacobson, 1979; Murphy et al., 2000; Плечов и др., 2008). Кроме того, на примере амфиболовых андезитов вулкана Безымянный (Камчатка) помимо кайм опацизации были выделены также продукты объемного разложения роговой обманки, по составу изохимичные замещаемому минералу (Плечов и др., 2008). Происхождение опацитовых кайм, так же как и условия разложения амфиболов, оцениваются по-разному — дегазация расплавов при декомпрессии (Rutherford, Hill, 1993), возрастание температуры (Rutherford, Devine, 1993; Плечов и др., 2008) или фугитивности кислорода в расплаве (Murphy et al., 2000). Вероятно, наиболее общей причиной их возникновения является подъем расплава к земной поверхности, когда одновременно меняются все эти факторы, одинаково влияющие на преобразование амфиболов.

Хорошо известно, какую роль играют водосодержащие фазы как индикаторы особенностей петрогенезиса базальтовых расплавов (температура, давление, динамика подъема к поверхности, тип и особенности извержения).

Наибольший интерес при этом, вероятно, представляет анализ составов сосуществующих с амфиболом минералов (оливина, пироксена, плагиоклаза, шпинелидов) и их изменения в ходе эволюции этой водосодержащей фазы. Шлаки трахибазальтов конуса Cerro la Pilita на западе Мексики содержат фенокристаллы роговой обманки (без реакционных кайм) совместно с высокомагнезиальным (Fe_{85-88}) оливином, авгитом и рассеянными микрофенокристаллами плагиоклаза. В то же время в лавовом потоке из этого конуса наблюдаются уже реликты амфибола в опацитовом окружении, а плагиоклаз достигает размера фенокристаллов (Barclay, Carmichael, 2004). Эксперименты, проведенные этими исследователями, показали, что ранняя кристаллизация амфибола в водонасыщенной системе сопровождается подавлением роли плагиоклаза, а понижение активности воды во флюидной фазе, напротив, ведет к стабильности плагиоклаза при более высоком давлении. С повышенным содержанием воды в расплавах андезибазальтового состава Западной Мексики связаны необычайно высокая магнезиальность оливинов, более ранняя кристаллизация этого минерала в основной массе по сравнению с ортопироксеном и подавление плагиоклаза как ранней кристаллизующейся фазы (Lange, Carmichael, 1990).

Микро-фенокристы необычайного по магнезиальности оливина ($Fe_{98.8}$) в ассоциации с высококальциевым плагиоклазом (An_{85-80}), магнезиальным авгитом и энстатитом были обнаружены в базальтах о-ва Колбеинси (вблизи Исландии). Образование их связывается с высокой фугитивностью кислорода в магме, возникшей в результате диссоциации воды при высокой температуре (Sigursson, Brown, 1970).

Таким образом, роль водно-флюидного фактора, от которого зависит состав и последовательность выделения минеральных парагенезисов, очевидна. Не ясным остаются детали этого процесса — когда по мере подъема расплавов к земной поверхности происходят диссоциация водной составляющей и рост окислительного потенциала в магматической системе. Используя амфибол как возможный индикатор этого процесса, мы постараемся рассмотреть его «анатомию», изучив особенности сопутствующего минералообразования.

АМФИБОЛЫ В ГАВАЙИТАХ И МУДЖИЕРИТАХ КЕКУКНАЙСКОГО МАССИВА

Кекукнайский вулканический массив располагается в тыловой части современной островодужной системы Камчатки (Колосков и др., 2011). Становление массива происходило в обстановке открытой системы, поэтому главную роль в процессах петрогенеза играла динамика флюидной фазы при подчиненной роли фракционной кристаллизации и процессов гибридизма.

В результате детального анализа особенностей изменения породных ассоциаций и их минералогического состава была предложена модель «эскалатора» — изменение состава расплава в ходе его декомпрессионной дифференциации, когда происходят диссоциация и отделение водной фазы, а фугитивность кислорода в системе возрастает (Колосков и др., 2013). В этой модели особенности изменения состава амфиболов и их рекристаллизация играют ключевую роль.

Амфибол и/или продукты его распада были встречены в гавайитах и муджиеритах позднеплейстоцен-голоценовой стадии ареального вулканизма в

Таблица 1

Химический состав гавайитов и муджиеритов Кекукнайского массива (мас. %)

Petrogenic compositions (wt %) of hawaiites and mugearite of Kekuknai massif

Появление	Дайка	Бомба	Некк	Бомба	Поток	Поток	Конус	Дайка	Поток	Поток
порода	га	га	га	га	га	га	га	га	мж	мж
№ обр.	156	49066	155	49067	49071	49065	162	150	49070	154
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48.06	48.22	48.51	48.69	49.38	49.41	49.56	50.46	51.05	54.29
TiO ₂	1.90	1.91	1.89	1.94	1.90	1.68	1.69	1.52	1.57	1.32
Al ₂ O ₃	17.34	19.15	17.54	18.73	19.14	18.60	17.65	16.99	18.63	17.42
Fe ₂ O ₃	4.96	4.36	4.63	5.86	3.80	2.63	4.35	4.57	4.76	4.98
FeO	5.03	6.11	5.21	4.67	6.47	7.18	5.56	4.67	5.03	2.87
MnO	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15	0.14	0.17	0.15
MgO	6.12	5.23	6.22	4.87	4.48	5.20	6.39	6.98	3.86	4.35
CaO	9.90	8.02	9.60	8.15	7.57	8.83	8.22	8.49	7.16	7.27
Na ₂ O	3.95	4.11	4.08	4.36	4.61	4.10	4.10	3.83	4.81	4.49
K ₂ O	1.52	1.73	1.37	1.73	1.73	1.43	1.67	1.55	1.91	2.13
P ₂ O ₅	0.53	0.53	0.54	0.54	0.41	0.35	0.51	0.60	0.53	0.39
П.п.п.	0.46	0.63	0.28	0.18	0.43	0.25	0.22	0.21	0.40	0.44
Сумма	99.90	100.15	100.00	99.86	100.08	99.83	100.07	99.99	99.87	100.10
3Fe/2Fe	0.99	0.71	0.89	1.25	0.59	0.37	0.78	0.98	0.95	1.74
mg	53.46	48.16	54.18	46.60	44.67	49.27	54.58	58.61	42.48	51.32

Примечание. 3Fe/2Fe = Fe₂O₃/FeO (мас. %); mg = 100×Mg/(Mg + Fe*), где Fe* = (Fe₂O₃×0.8998 + FeO)/71.85; Mg = MgO/40.3. Ан. 3—7, 9, 10 по (Колосков и др., 2011); ан. 1, 2, 8 — неопубликованные анализы А. Б. Перепелова; ан. 1—4 — амфиболсодержащие, ан. 5—10 — безамфиболовые составы; га — гавайит, мж — муджиерит.

пределах рассматриваемого массива. Состав гавайитов достаточно однообразен (табл. 1), а переход к муджиеритам сопровождается возрастанием кремнекислотности и щелочности пород и уменьшением их титанистости. Амфиболсодержащие гавайиты в отличие от безамфиболовых обычно более основные и более титанистые, иногда и максимально окисленные (обр. 49067). Породы обычно субафировые, встречаются и мелко-редкопорфировые разновидности. Относительно крупные вкрапленники немногочисленны или отсутствуют, доля порфировых выделений не превышает 5—6 об. %. Вкрапленники и субфенокристаллы представлены оливином, типоморфным для гавайитов, плагиоклазом, присущим муджиеритам, а также клинопироксеном и амфиболом. В основной массе присутствуют микролиты плагиоклаза, оливина, клинопироксена, рудных минералов и щелочного полевого шпата. Микроструктуры основной массы разнообразны и зависят от места отбора образца-пробы. Для пород из даек и потоков характерны микродолеритовая, интерсервальная, пилотакситовая структуры, а шлакам и бомбам свойственна андезитовая, флюидалная и гиалопилитовая структуры. Сохранность амфибола в лавах также определяется фациальной принадлежностью породы. В относительно плотных породах, слагающих некк, дайки и потоки, были найдены только теньевые формы корродированных, опациitized зерен амфибола размером от 0.7 до 1.5 мм. Амфибол в виде хорошо сохранившихся вкрап-

ленников был обнаружен только в микро-мелкопористой пирокластике полуразрушенных конусов. Кроме редких вкрапленников амфибола в этих шлаках и бомбах содержатся и единичные субфенокристаллы, в гавайитах — оливина, в муджиеритах — оливина и плагиоклаза. Флюидальная гиалопилитовая основная масса в них сложена криптокристаллическим стеклом, микролитами плагиоклаза, оливина, рудных минералов и микролитами клинопироксена. Идиоморфные кристаллы-вкрапленники амфибола, как правило, корродированы основной массой, либо с глубоким проникновением внутрь апогипидиоморфных, иногда катаклазированных зерен, либо с полным уничтожением первичных форм. Максимальный размер зерен амфибола достигает 1.6 мм по наибольшему измерению; минимальный размер (~0.3—0.4 мм) имеют реликтовые мелкие выделения, почти полностью поглощенные основной массой. Все амфиболовые выделения, независимо от формы, заключены в тонкую опацитовую кайму. Относительно редко наблюдается полное или почти полное разложение зерен. Ниже будут рассмотрены материалы, касающиеся исключительно гавайитов.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ АНАЛИЗА

Анализ минералов проводился в ИВиС ДВО РАН на микронзонде Camebax, оснащенном четырьмя волновыми спектрометрами, а также с помощью установленного на нем энергодисперсионного спектрометра INCA с площадью кристалла 80 мм². Ток в режиме анализа на волновых спектрометрах равнялся 40 нА (Cu), экспозиция составляла 5 с. Ток в режиме энергодисперсионного спектрометра на эталоне Ni равнялся 20 нА, экспозиция составляла 15 с. В качестве эталонов использовались: голубой диопсид (Si, Mg, Ca), синтетический ильменит (Fe, Ti), синтетический фосфат алюминия (Al, P), альбит (Na), ортоклаз (K), синтетическая окись хрома (Cr), родонит (Mn). Спектрометр INCA обладает широкоугольной рентгеновской апертурой, что позволяет измерять площадки 80×80 мкм без потери точности анализа. Эта конструктивная особенность прибора была использована для интегрального анализа реакционных кайм и зон объемного распада амфибола.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Амфибол представлен прямоугольными или вытянутыми незональными кристаллами размером от первых десятков мкм до 1 мм. По их границам всегда развита реакционная кайма шириной от первых до десятков мкм, неравномерная по толщине даже в пределах одного кристалла (рис 1, *а, в*). Кайма состоит из весьма мелких (1—2 мкм) зерен (рис. 1, *б*), проанализировать которые не удастся. Внутри вкрапленников амфибола наблюдаются участки, представленные агрегатами мелких (1—10 мкм) зерен минералов (ренита, клинопироксена, плагиоклаза, титаномагнетита, оливина) и стекла, вытянутых вдоль длинной стороны кристаллов амфибола (рис. 1, *з*). Можно наблюдать и обратную картину: агрегаты описанных минералов и между ними выделяющиеся более крупным размером и неправильной формой реликты амфибола (рис. 1, *з*). Подобные агрегаты могут контактировать с опацитовой каймой. Описанная ассоциация рассматривается как продукт распада твердо-

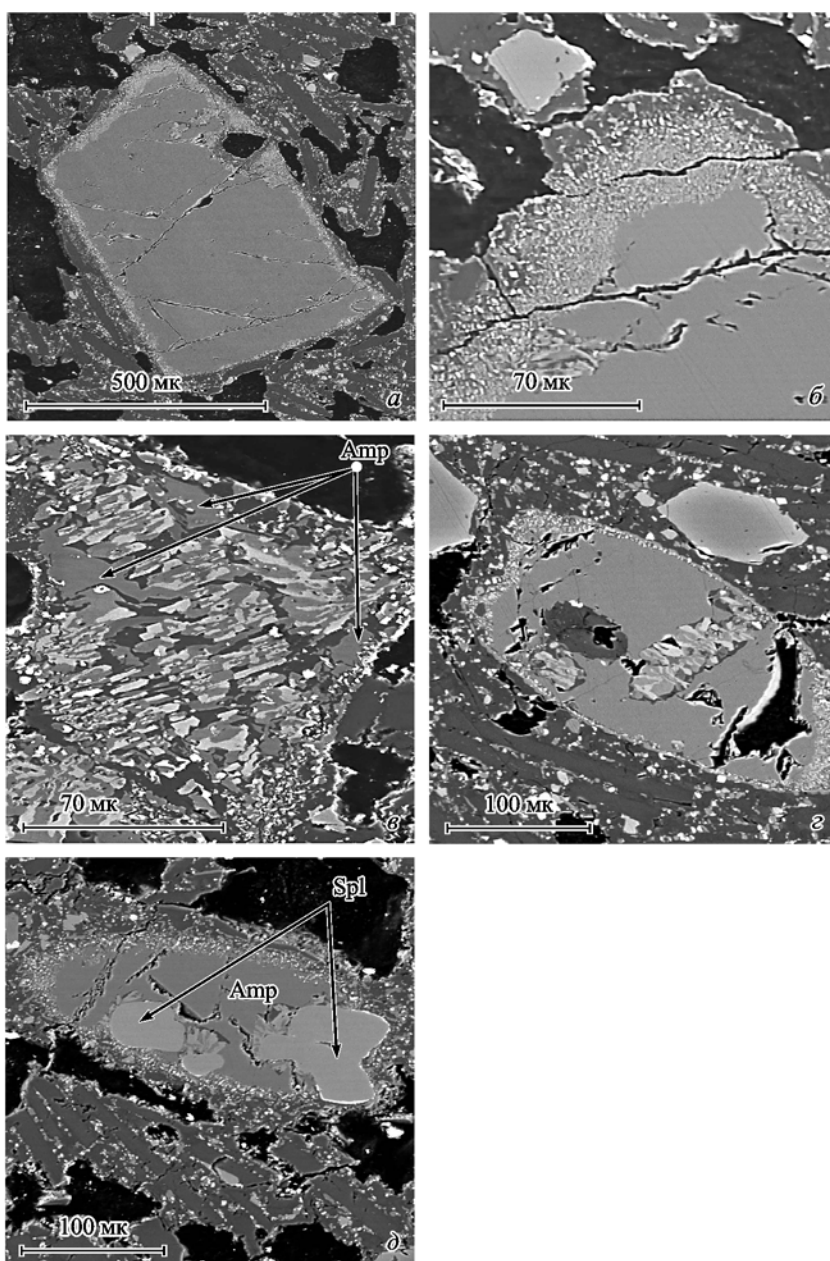


Рис. 1. Фото кристаллов амфибола, реакционных кайм и зон распада.

Изображение в обратнорассеянных электронах; *a* — крупный кристалл амфибола с реакционной каймой; *б* — реакционная кайма, увеличенный участок верхнего правого угла кристалла на рис. 1, *a*; *в* — кристалл амфибола с реакционной каймой и зоной объемного распада; *г* — линейно-упорядоченный участок объемного распада с реликтами амфибола; *д* — амфибол с включениями глиноземистой шпинели (табл. 5). Аббревиатуры минералов здесь и далее по (Whitney, Evans, 2010).

Fig. 1. Microphotographs of amphibole crystals, amphibole-reactionary rims and zones of decomposition. Back-scattered electron (BSE) images.

Таблица 2

Средний состав шпинели (мас. %)
Mean composition of spinel (7 analyses)

	$X(7)$	S		$X(7)$	S
TiO ₂	0.91	0.07	Fe ²⁺	2.9548	0.12
Al ₂ O ₃	53.15	0.33	Mn	0.0000	0.00
Cr ₂ O ₃	0.74	0.10	Mg	5.1831	0.11
Fe ₂ O ₃	12.53	0.55	Сумма	24.0000	—
FeO	16.35	0.68	Mg#	63.74	1.48
MgO	16.12	0.37	FeCr ₂ O ₄	0.79	0.11
Сумма	99.79	0.28	MgAl ₂ O ₄	64.91	1.42
Ti	0.1479	0.01	FeAl ₂ O ₄	19.71	1.77
Al	13.5404	0.08	Fe ₃ O ₄	12.74	0.56
Cr	0.1256	0.02	Fe ₂ TiO ₄	1.85	0.14
Fe ³⁺	2.0382	0.09			

Примечание. Здесь и далее X — среднее содержание (в скобках число анализов), S — стандартное отклонение. $Mg\# = 100 \cdot Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ к.ф. Содержание Fe₂O₃ вычислено по стехиометрии шпинели.

го раствора амфибола и в дальнейшем, для краткости, называется агломератом.

По составу, в соответствии с классификацией Лика (Leake et al., 1997), амфибол представлен магнезиогастингситом. По принятой в настоящее время классификации IMA (Hawthorne et al., 2012), фигуративные точки анализов ложатся в поле саданагаита, (табл. 1, кол. I—II). Минерал отличается высоким содержанием TiO₂ (3.8—4.7 мас. %) и Al₂O₃ (13.7—15.6 мас. %), причем преобладающая часть алюминия находится в четверной координации. Зональность в кристаллах отсутствует. В одном из кристаллов амфибола были обнаружены крупные вроски глиноземистой шпинели (рис. 1, д, табл. 2). Учитывая подчиненное количество магнетитового минерала в шпинели (~13 %), можно предположить относительно восстановительные условия их образования. Достаточно условно нами выделены две разновидности амфибола, причем одна из них характерна для отдельных кристаллов амфибола (табл. 3, I), а вторая — для реликтов этих кристаллов, находящихся или прилегающих к зонам объемного распада твердого раствора амфибола или опацитовой кайме. Эти разновидности различаются по содержанию Fe и Mg (табл. 3, II).

Минеральные фазы, слагающие агломерат. Интегральные анализы реакционных кайм и агломерата представлены в табл. 3, III—IV. Агломератные выделения имеют однородный состав и представлены (в порядке убывания содержаний) высокоглиноземистым титансодержащим авгитом (фасситом), ренитом, плагиоклазом, титаномagnetитом, оливином, щелочным стеклом. Зерна минералов имеют незначительные размеры и хаотически или линейно-упорядоченно распложены друг относительно друга (рис. 1, б, в).

Ренит — титансодержащий силикат, минерал группы энigmatита, получивший свое название от массива Рен (Германия). Обладает триклинной сингонией и характеризуется общей формулой — $X_2Y_6Z_6O_{20}$, где $X = Na, K, VIII Ca, VIII Fe^{2+}$; $Y = Ti, VI Al, VI Fe^{+3}, VI Fe^{+2}, Mn, Mg, VI Ca$; $Z = Si, IV Al, IV Fe^{+3}$ (Kun-

Таблица 3

Средние составы амфибола, реакционных кайм и агломерата (мас. %)

Average compositions of amphibole, amphibole-reactionary rims and the agglomerate (wt %)

Компонент	Неизменный амфибол		Измененный амфибол		Агломерат		Реакционная кайма	
	X(56)	S	X(22)	S	X(14)	S	X(18)	S
SiO ₂	39.63	0.31	39.65	0.42	40.04	0.57	39.39	0.58
TiO ₂	4.43	0.22	4.18	0.14	3.99	0.24	4.33	0.41
Al ₂ O ₃	14.93	0.34	14.25	0.35	14.87	0.35	14.84	0.34
Fe ₂ O ₃	5.03	1.06	3.85	0.85	—	—	—	—
FeO	6.12	0.74	8.73	1.01	13.59	1.01	17.94	1.17
MnO	0.02	0.07	0.12	0.12	0.14	0.15	0.32	0.10
MfO	13.54	0.23	12.59	0.37	12.92	0.95	12.43	0.61
CaO	11.27	0.18	11.32	0.17	12.34	1.00	9.14	0.70
Na ₂ O	2.71	0.09	2.78	0.10	2.62	0.21	2.35	0.26
K ₂ O	0.97	0.07	1.16	0.15	0.66	0.20	0.05	0.09
Сумма	98.66	0.49	98.43	0.43	101.17	0.55	100.81	0.59
Коэффициенты в формуле (O = 23)								
Si	5.7452	0.0425	5.8133	0.0463	5.7809	0.0656	5.7540	0.0654
Ti	0.4830	0.0240	0.4611	0.0156	0.4337	0.0265	0.4759	0.0456
^{IV} Al	2.2548	0.0425	2.1867	0.0463	—	—	—	—
^{VI} Al	0.2966	0.0425	0.2761	0.0285	2.5309	0.0558	2.5555	0.0541
Fe ³⁺	0.5484	0.1157	0.4247	0.0927	—	—	—	—
Fe ²⁺	0.7418	0.0913	1.0709	0.1269	1.6404	0.1243	2.1917	0.1510
Mn	0.0030	0.0083	0.0145	0.0145	0.0169	0.0184	0.0401	0.0120
Mg	2.9272	0.0431	2.7526	0.0714	2.7807	0.1984	2.7071	0.1236
Ca	1.7506	0.0265	1.7786	0.0288	1.9088	0.1595	1.4300	0.1094
Na	0.7628	0.0250	0.7902	0.0271	0.7343	0.0587	0.6661	0.0723
K	0.1798	0.0125	0.2162	0.0295	0.1209	0.0377	0.0098	0.0165
Сумма	15.6932	0.0453	15.7850	0.0502	15.9475	0.0646	15.8302	0.0372
Mg#	79.82	2.04	72.04	2.91	62.86	2.79	55.28	2.69
Fe ³⁺ /Fe _{tot}	0.42	0.08	0.29	0.07	—	—	—	—

Примечание. Fe³⁺ — рассчитано на 13-катионов. Fe³⁺/Fe_{tot} = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺) к.ф.

zmann, 1999). Встречается как редкий минерал в качестве субфенокристаллов и микролитов в щелочных базальтах, тешенитах, базанитах, тефритах, фонолитах. Также ренит отмечен как продукт замещения титанистого амфибола и как интерстициальная фаза сложенных им ксенолитов. Ассоциирует с титаносодержащим авгитом, керсутитом, диопсидом, форстеритом, шпинелью, перовскитом, магнезиоферритом, титаномагнетитом (Mineral..., 2001). Кроме того, ренит описан как минерал-узник в расплавных включениях в оливинах из щелочных и толеитовых базальтов (Ананьев, Селянгин, 2011; Шарыгин и др., 2011). Относительно полные обзоры по минералогии ренита и его генезису представлены в ряде публикаций (Johnston, Stout, 1985; Kunzmann, 1999; Шарыгин, 2011). Обнаруженный в агломерате ренит довольно широко варьирует по составу (табл. 4), занимая на классификационных диаграммах (рис. 2, а) протяженную зону, совпадающую с ранее описанными вариативными по-

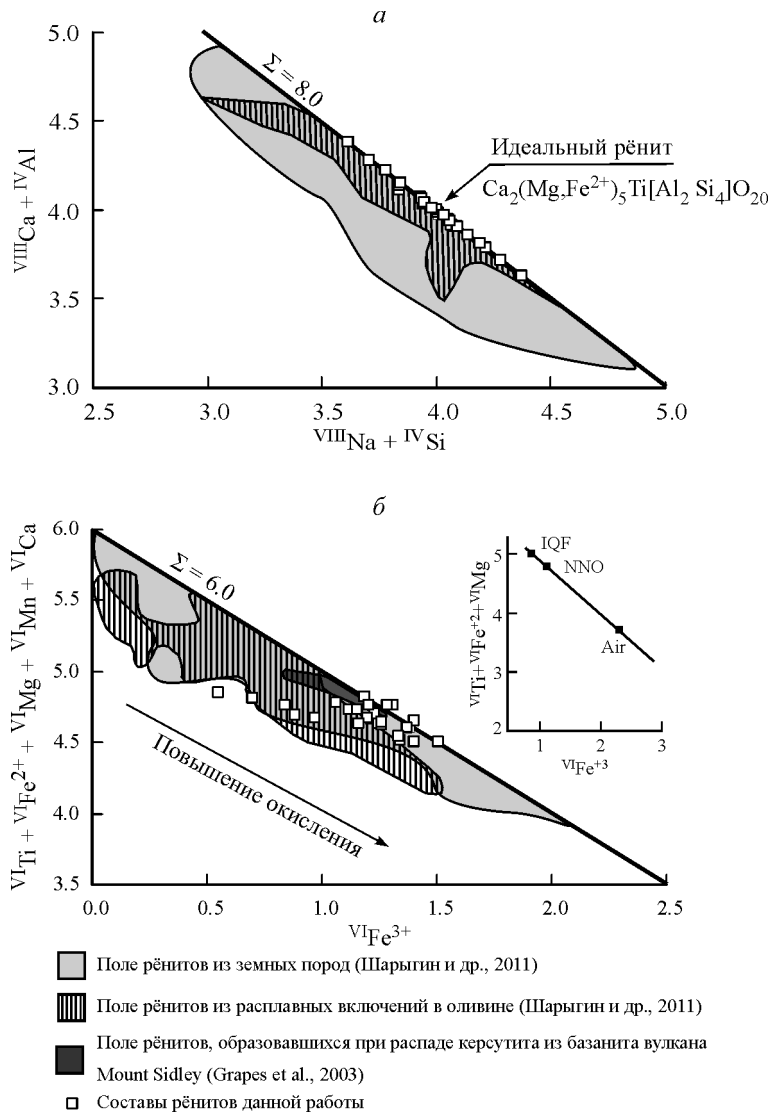


Рис. 2. Графики $VIII Na + IV Si - VIII Ca + IV Al$ и $VI Fe^{3+} - VI Ti + VI Fe_{2+} + VI Mg + VI Mn + VI Ca$ (apfu) для рёнитов из земных пород и расплавных включений.

Fig. 2. Plots $VIII Na + IV Si - VIII Ca + IV Al$ и $VI Fe^{3+} - VI Ti + VI Fe_{2+} + VI Mg + VI Mn + VI Ca$ (apfu) for rhönites from natural rocks and melt inclusions. Inset (fig. 2, б) shows variations of rhönite composition in the nepheline-basanite melt with different oxygen fugacity (IQF, NNO, air) at 1060 °C/0.3 kbar (Kunzmann et al., 1986).

В. Бакли и соавторов (Buckley et al., 2006). В нашем случае отмечаются два типа распада амфибола. Первый тип (I) — это реакционные тонкозернистые каймы, развитые по границам кристаллов амфибола. Они присутствуют только там, где кристаллы амфибола соприкасались с расплавом, и отсутствуют на границах амфибола с другими минералами, что указывает на реакцию между амфиболом и вмещающей магмой. Второй тип (II) — это объемный распад амфибола, наблюдаемый как на границах, так и внутри кристаллов, а часто и охватывающий весь кристалл. Подобные типы разложения роговой

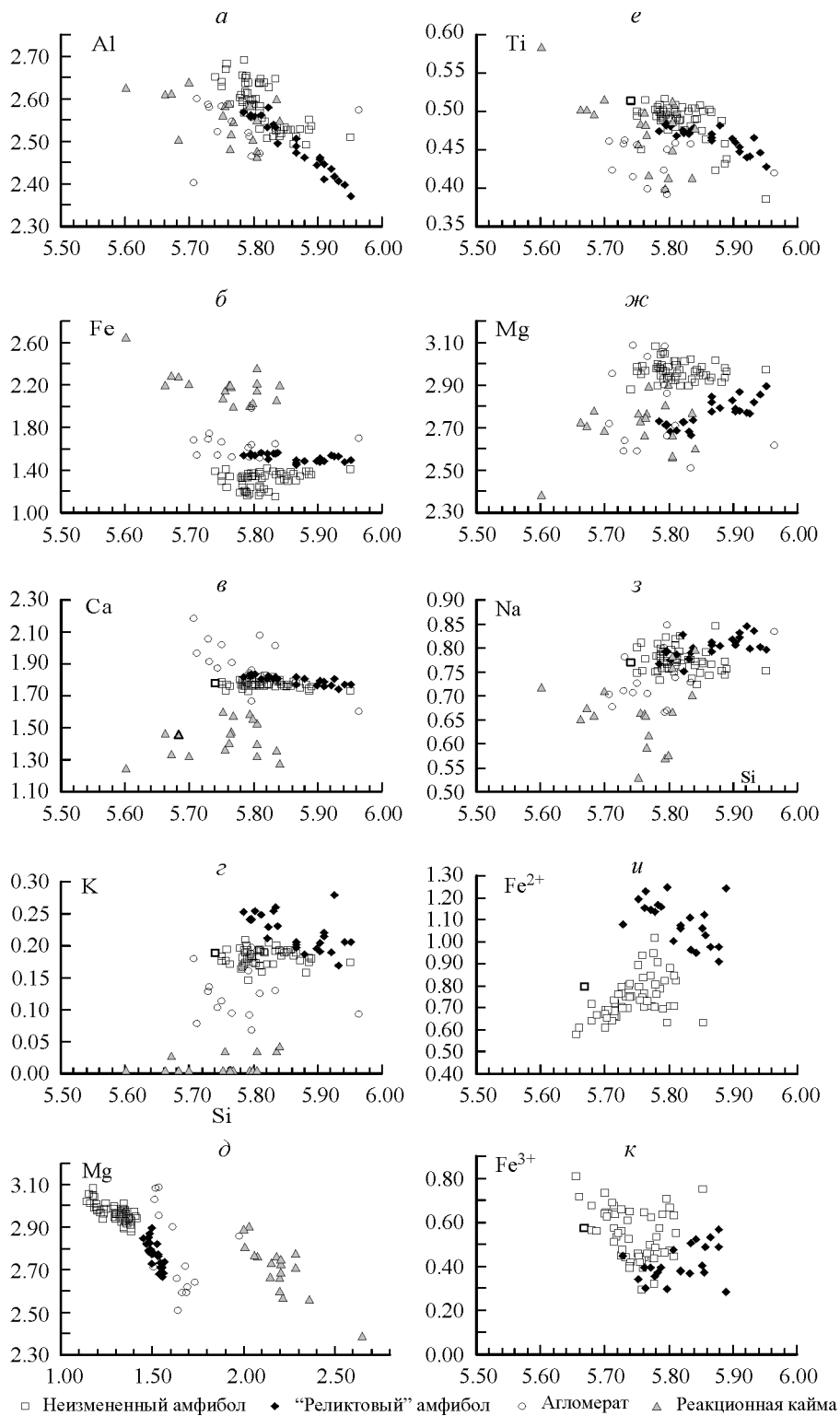
Таблица 5

Средние анализы минералов агломератов (мас. %)

Average compositions and formula coefficients of minerals in the agglomerate

Компонент	Срх		ОI		Pl		Gl	
	X(28)	S	X(4)	S	X(17)	S	X(7)	S
SiO ₂	42.87	1.64	39.54	0.25	53.63	1.97	55.92	3.26
TiO ₂	3.80	0.69	0.14	0.16	0.52	0.21	0.90	0.37
Al ₂ O ₃	10.56	1.36	0.12	0.24	26.90	1.23	22.10	1.52
Fe ₂ O ₃	6.34	1.10	—	—	1.67	0.52	—	—
FeO	2.79	0.80	14.18	2.08	—	—	2.43	0.99
MnO	0.02	0.07	0.42	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	11.47	1.01	44.82	1.48	0.58	0.30	0.78	0.99
CaO	21.44	0.76	0.55	0.10	10.23	1.58	3.21	1.63
Na ₂ O	0.85	0.10	0.00	0.00	5.32	0.59	7.64	0.90
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84	0.60	5.96	1.52
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.27
Сумма	100.15	0.75	99.75	0.63	99.70	0.68	99.07	0.65
Коэффициенты в формуле								
	O=6		O=4		O=9		O=8	
Si	1.6263	0.0549	0.9941	0.0033	2.4510	0.0753	2.6237	0.1092
Ti	0.1085	0.0201	0.0026	0.0030	0.0180	0.0074	0.0317	0.0132
^{IV} Al	0.3977	0.0574	—	—	—	—	—	—
^{VI} Al	0.0677	0.0186	0.0036	0.0071	1.4495	0.0685	1.2236	0.0933
Fe ³⁺	0.1783	0.0309	—	—	0.0577	0.0183	—	—
Fe ²⁺	0.0871	0.0252	0.2982	0.0454	—	—	0.0958	0.0408
Mn	0.0006	0.0022	0.0088	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.6391	0.0540	1.6796	0.0470	0.0399	0.0205	0.0550	0.0709
Ca	0.8587	0.0311	0.0148	0.0028	0.5013	0.0790	0.1603	0.0795
Na	0.0618	0.0075	0.0000	0.0000	0.4712	0.0493	0.6969	0.0956
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0489	0.0344	0.3581	0.0966
P	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0061	0.0104
Сумма	4.0000	0.0000	3.0015	0.0068	5.0375	0.0121	5.2511	0.1522
Mg#	88.00	3.27	84.92	2.30	—	—	28.40	16.40
Миналы								
Минерал	Минал	%	S		Минерал	Минал	%	S
Срх	En	40.30	2.86		Pl	Ab	46.12	4.62
	Fs	5.48	1.51			Ort	4.78	3.27
	Woll	54.22	2.47			An	49.10	7.71

Примечание. Gl — стекло; Fe₂O₃ — для пироксенов вычислено в соответствии со стехиометрией. Для плагиоклазов все железо представлено как Fe₂O₃.



обманки ранее уже описывались (Corsaro et al., 2007; Плечов и др., 2008). На вариационных диаграммах (рис. 3, *a—м*) можно видеть, что наибольшие различия по химическому составу относительно исходного амфибола наблюдаются при образовании реакционных кайм (тип I). Интегральный анализ этих кайм показывает, что в ходе их образования происходит существенный вынос щелочных элементов и в меньшей степени Ca и Mg при значительном увеличении концентрации железа (рис. 3, *д*). Меньшие изменения происходят при образовании зон типа II. В этом случае также происходит небольшой вынос щелочей, в основном K, и наблюдается некоторое увеличение концентрации Ca. Содержание Al падает с увеличением содержания SiO₂, при этом для зон I и II оно остается примерно постоянным (рис. 3, *а*). По титану хотя и наблюдаются некоторые различия, но определенных закономерностей выявить не удастся. Изменения амфибола на стадии, предшествующей распаду, сопровождаются небольшим увеличением содержания Si, с соответственным уменьшением концентрации Al (IV) и Ti, увеличением содержания Fe и K, и уменьшением концентрации Mg. Увеличение суммарного железа сопровождается ростом содержания Fe²⁺ по отношению к Fe³⁺, т.е. «окисленность» амфибола — отношение Fe³⁺/Fe_{tot}, падает (табл. 3). Подобная ситуация, возможно, связана с выносом Mg и Fe³⁺ и привнесом дополнительного Fe²⁺ (рис. 3, *и, л, м*). Оба типа распада амфибола сопровождаются его дегидратацией, на что указывает изменение сумм анализов от 97—98 % у амфибола вкрапленников (дефицит, связанный с наличием связанной воды в составе минерала) до 100—101 % в интегральных анализах реакционных кайм.

В целом можно считать, что образование опацитовых кайм на амфиболе (тип I) отражает реакцию амфибола с вмещающим расплавом, при которой идет интенсивный обмен компонентами. По данным М. Рутерфорда и П. Хилла (Rutherford, Hill, 1993), реакционные каймы (тип I) являются результатом взаимодействия кристалла с расплавом в ходе его подъема, что сопровождается как снижением общего давления, так и снижением концентрации H₂O и приводит к активному катионному обмену, разрушению амфибола и образованию ансамбля новых минералов. При образовании объемных структур (тип II) идет изохимический (или весьма близкий к этому) процесс распада твердого раствора амфибола, сопровождающийся незначительным обменом с внешней средой (Buckley et al., 2006; Плечов и др., 2008).

Минеральная ассоциация Crx + Pl ± Ol + Ti-Mgt + Rn, сходная с установленной нами и образовавшаяся при распаде амфибола вкрапленников и амфибола из гомеогенных включений (cognate xenoliths) в трахибазальтовых лавах вулкана Этны описана в работе Р. Корсаро и соавторов (Corsaro et al., 2007). Упомянутые авторы отмечают, что реакционные каймы появляются только на границах кристаллов амфибола с расплавом и в трещинах, по которым расплав проникает внутрь кристаллов. Амфибол гомеогенных включений при соприкосновении с расплавом образует закрытую гранулярную структуру распада, подобную нашему типу II.

По данным М. Аллетти с соавторами (Alletti et al., 2005), в коронах распада керсутита из амфиболового габбро отмечается следующий набор минералов:

Рис. 3. Графики содержания (арфу) минераллообразующих элементов в зависимости от содержания Si (*a—к*) и содержания Mg относительно общего Fe (*д*).

Fig. 3. Plots of mineral-forming elements contents (apfu) in dependence on Si content (*a—m*), and the Mg content relatively to Fe_{tot} (*d*).

$An_{50-65} + Ti-Al-Cpx + Rn \pm Fe-Ti$ -оксиды. Возможной реакцией, которая, по мнению упомянутых авторов, приводит к образованию рёнита при распаде керсутита, является $Krs = Rn + Pl + Ti-Al-Cpx + \text{расплав}$ при температуре 1100 °С и очень низком давлении (0.1—0.45 кбар).

В работе С. Шоу и А. Клюгеля (Shaw, Klugel, 2002) изучение продуктов распада амфибола в пироксенитовых ксенолитах, содержащих недосыщенное SiO_2 стекло в ассоциации с $Di \pm Ol + Rn$, позволило авторам предполагать образование ренита по реакции: $Amp + Px$ (из ксенолита) = $Gl + Cpx + Rn + Spl$. Р. Грейпс с соавторами (Grapes et al., 2003) рассматривает случаи замещения керсутита из пироксенитовых ксенолитов в базаните вулкана Mount Sidley (западная Антарктика) минеральным ансамблем $Rn + Pl + Al-Cpx + \text{расплав}$ для исходного керсутита и $Rn + Pl \pm Ol + \text{расплав}$ для керсутита, замещающего клинопироксен. Авторами отмечается, что замещение происходит вдоль трещин спайности, разрыва и по границам минеральных фаз. Положение поля точек составов ренита на диаграмме (рис. 2, б) позволило упомянутым авторам оценить фугитивность кислорода на момент образования рёнита из керсутита, как близкую к буферу NNO.

Поле точек нашего ренита частично совпадает с полем предыдущей работы, но лежит немного ниже. Отсюда сделан вывод, что в нашем случае образование ренита и сопутствующих минералов происходило при большей фугитивности кислорода. Это заключение косвенно подтверждается более высокой магнезиальностью оливина в продуктах распада по сравнению с оливином вкрапленников и микролитов, что говорит о его формировании в условиях дефицита Fe^{2+} (Lange, Carmichael, 1990).

По экспериментальным данным (Boivin, 1980) ассоциация $Rn + Ol + Cpx + Pl + \text{расплав}$ стабильна при температурах 1090 °С. Т. Кунцманн с соавторами (Kunzmann et al., 1989; Kunzmann, 1999) ограничивает поле стабильности ренита в недосыщенных щелочных базальтах интервалами 850—1000 °С при $P = 1$ кбар и 900—1100 °С при $P = 5$ кбар без ограничений по фугитивности кислорода, а в щелочных базальтах, для $P < 0.6$ кбар интервалом 840—1200 °С. В продуктах распада богатых титаном кальциевых амфиболов ренит устойчив при $P = 0.5$ кбар и $T = 1060$ °С. Р. Грейпс с соавторами (Grapes et al., 2003), исходя из данных вышеупомянутых авторов, ограничивают поле устойчивости ассоциации $Rn + Pl + Cpx \pm Ol$ температурным интервалом 1090—1160 °С при $P < 0.5$ кбар.

П. Ю. Плечов и соавторы (Плечов и др., 2008), изучавшие реакционные каймы и продукты объемного распада амфибола в андезитах вулкана Безымянный (Камчатка), приходят к выводу, что образование реакционных кайм происходило в изобарических условиях и главной причиной нестабильности роговых обманок стал вторичный нагрев магматического очага от 890 до 1005 °С вследствие инъекции более горячей магмы. Однако из экспериментальных исследований (Simakin et al., 2012a) вытекает, что при высоком парциальном давлении воды и температуре расплава, превышающей температуру ликвидуса, амфибол растворяется, а не разлагается с образованием вторичных фаз. Для его разложения необходимо низкое парциальное давление воды. Кроме того, в работе П. Ю. Плечова и соавторов экспериментальные данные М. Рутерфорда и П. Хилла (Rutherford M. J., Hill, 1993) по декомпрессии дацитового расплава использованы для анализа перегретого андезитового расплава.

Таким образом, по современным представлениям распад амфибола и образование замещающих его минеральных фаз в базальтовых расплавах про-

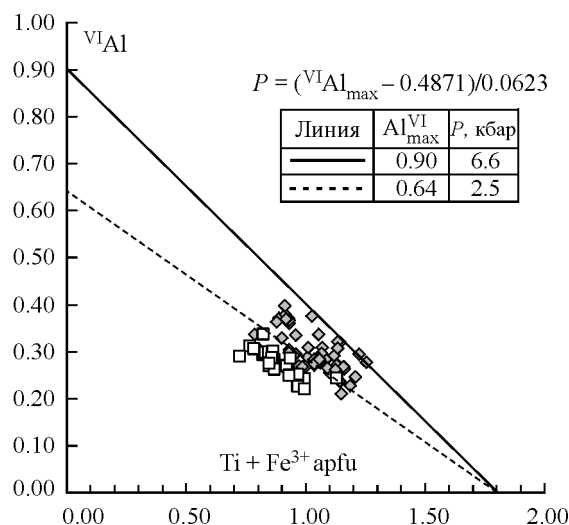


Рис. 4. График составов неизменного и «реликтового» амфиболов, и оценка давления их образования в соответствии с работой (Simakin et al., 2012b).

Fig. 4. Plot of compositions of primary and «relict» amphiboles, and estimation of the pressure of their forming according to (Simakin et al., 2012b).

исходит в широком диапазоне температур при низком парциальном давлении воды. В результате этого происходит, с одной стороны, активное взаимодействие амфибола с расплавом и образование опацитовых кайм, с другой — выход твердого раствора амфибола из поля его стабильности и изохимический распад, ведущий к образованию вторичных фаз. Различия в составе вновь образующихся минеральных ассоциаций можно объяснить различиями в составе исходного амфибола, составе магмы и разных P — T — f_{O_2} условиях. Можно утверждать также, что ренит является одной из главных фаз распада амфибола в щелочных и субщелочных магмах.

Опираясь на данные Ф. Ридольфи и соавторов (Ridolfi et al., 2010), можно следующим образом оценить условия образования амфибола в кекукнайских гавайитах (табл. 3, ан. I): T , °C = 1054 ± 22 , P = 7.5 ± 0.8 кбар, содержание H_2O = 6 ± 0.9 (мас. %), $\log f_{O_2}$ = -9.3 ± 0.4 (NNO ± 0.4). Оценить давление, при котором образовались обе генерации амфибола, можно также по геобарометру, разработанному Г. Симакиным и соавторами (Simakin et al., 2012b). Давление в момент начала кристаллизации амфибола оценивается величиной 6.6 кбар, давление образования реликтовой фазы 2.5 кбар (рис. 4).

Исходя из этих данных, можно утверждать, что амфиболы первой генерации образовались на глубине, отвечающей давлению 6.6 кбар (23—25 км). Амфиболы второй генерации («реликтовый» амфибол) образовались при давлении 2.5 кбар на глубине около 8.5 км. От амфиболов этой генерации остались только реликты, где они разложились — неясно, но можно предположить, что их распад происходил изохимически, (не считая потери воды) в промежуточной магматической камере. Об этом свидетельствует крупный размер зерен вторичных минералов. Минералы в продуктах распада и в кайме I типа, связанной с декомпрессией, полученные в экспериментах, имеют гораздо меньшие размеры. Распад II типа произошел за счет падения летучести

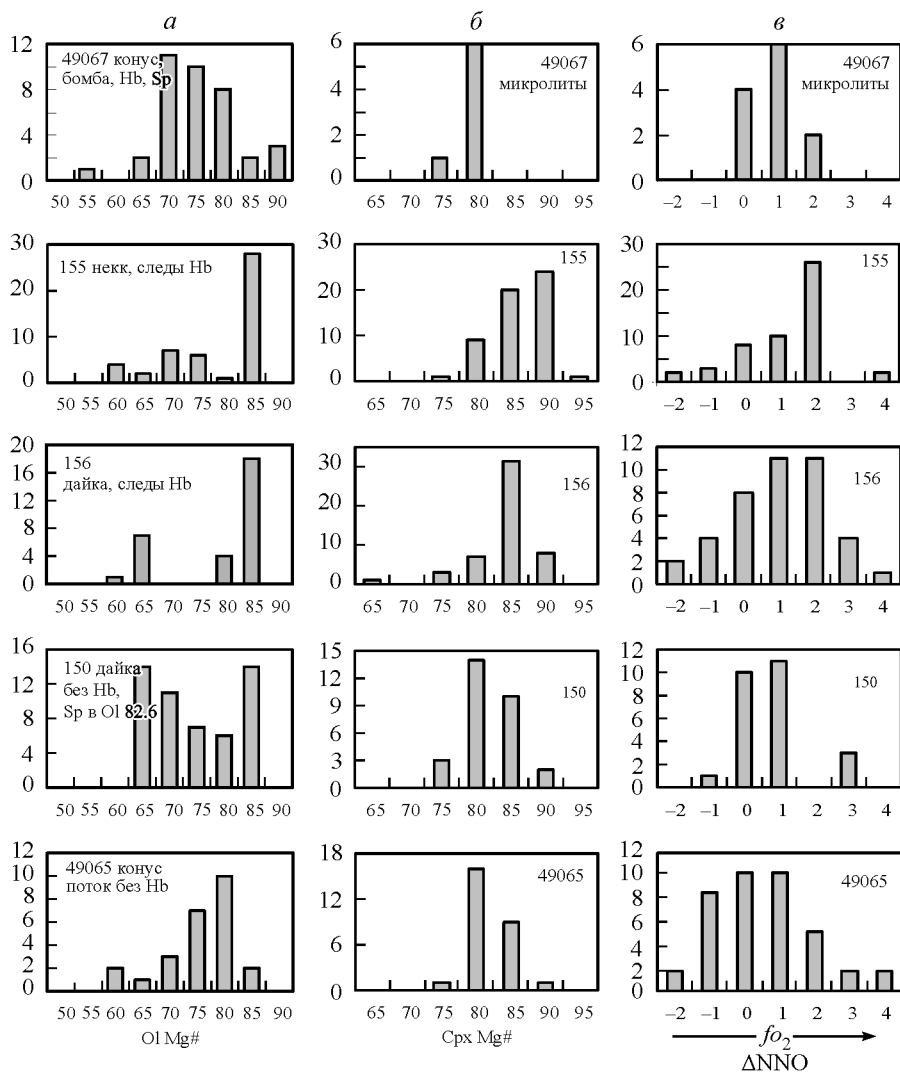


Рис. 5. Гистограмма частоты встречаемости значений магниальности (Mg#) оливинов и клинопироксенов, а также значений f_{O_2} (ΔNNO) для пород массива Кекукнай, вычисленное в соответствии с (Simakin et al., 2012) по составам клинопироксена (см. текст).

Fig. 5. Histogram of frequency of the magnesianness value (Mg#) in olivines and clinopyroxenes, and also of f_{O_2} (ΔNNO) for rocks of Kekuknai massif, computed by clinopyroxene compositions (see text) according to (Simakin et al., 2012).

воды, т. е. в результате внутрикамерной дегазации. Известно, что каймы распада I типа образуются за счет внутриканальной дегазации при очень медленном транспорте, например, при подготовке извержения и продвижении трещины к поверхности со скоростью ~ 0.5 см/с. Этот вывод следует из экспериментальных данных (Rutherford, Hill, 1993). Если в ходе извержения скорость продвижения магмы возрастает до 0.5 — 5 м/с, амфиболы не успевают разложиться. Сама сохранность амфибола, именно тонкая опацитовая кайма на нем (Rutherford, Devine, 1993), указывают на быструю доставку к поверхности лав шлаковых конусов.

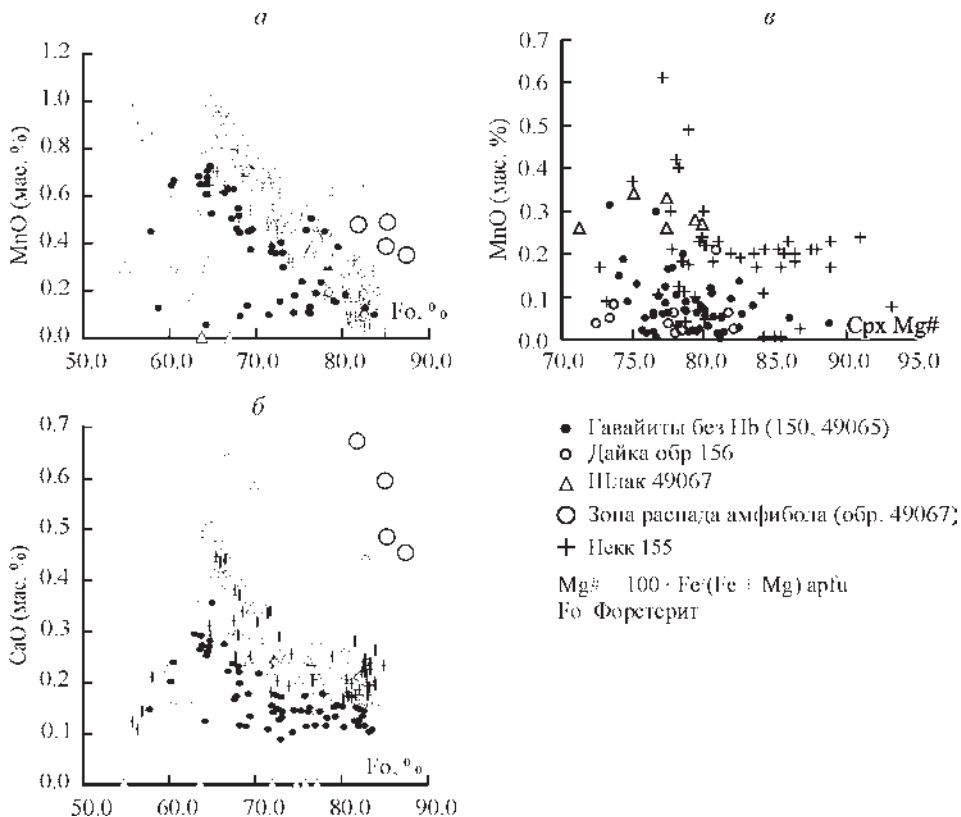


Рис. 6. Соотношение MnO: Fo, CaO: Fo в оливине и MnO: Cpx Mg# в клинопироксене из гавайитов Кекукнайского массива.

Fig. 6. Ratios MnO-Fo, CaO-Fo in olivine and MnO-Cpx Mg# in clinopyroxenes from hawaiites of Kekuknai massif.

Стадийность эволюции системы амфиболовый → безамфиболовый гавайит выглядит следующим образом.

1. Амфиболсодержащие гавайиты из бомбы шлакового конуса (табл. 1, обр. 49067; рис. 5) содержат хорошо сохранившиеся вкрапленники амфибола с тонкими опалитовыми каймами и редкими образованиями типа «объемного разложения». Обнаружены включения (срастания?) высокоглиноземистой шпинели (табл. 2), в продуктах распада присутствует ренит. Среди продуктов распада преобладают наиболее железистые составы оливина (Fo_{70-80}) и клинопироксена ($\text{Mg}\# 77-83$). Оливин характеризуется повышенным содержанием Ca и Mn (рис. 6, а, б), а клинопироксен — Mn (рис. 6, в). В области «объемного разложения» наблюдаются мелкие зерна оливина и клинопироксена с повышенной магнезиальностью (Fo_{82-87}) и ($\text{Mg}\# 85-91$). Первые отличаются резко повышенными содержаниями MnO и CaO (рис. 6, а, б), вторые, напротив, имеют крайне низкие концентрации MnO (табл. 5). Присутствие малоизмененных вкрапленников амфибола свидетельствует о большой водонасыщенности соответствующих расплавов и незначительной фугитивности кислорода при их быстрой кристаллизации (о чем свидетельствуют вросстки глиноземистой шпинели).

2. Амфиболсодержащие гавайиты нека (табл. 1, обр. 155; рис. 5) состоят из отдельных кластоподобных плохо различимых обособлений, одни из которых содержат хорошо сохранившиеся реликтовые формы вторичного разложения амфибола, в других найдены одиночные вкрапленники магнезиального оливина (Fo_{83-85}) и умеренно магнезиального клинопироксена ($\text{Mg}\#80-85$) с включениями высокоглиноземистой шпинели ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 53-55\%$). Ренит отсутствует. Здесь сохраняется еще генерация железистого оливина (Fo_{75-70}), но появляется резко выраженный наложенный максимум **Fo85**. Это состав близок к составу оливина, обнаруженного в зоне «объемного разложения» амфибола из обр. 49067 и, по-видимому, отвечает оливину, образованному в обстановке частичного или полного разложения амфибола. Для клинопироксена также наблюдается появление четко выраженного максимума $\text{Cr}\# \text{Mg}\# = 85-90$, который является новообразованным, так как пироксены с магнезиальностью $\text{Mg}\#80-85$ несут включения высокоглиноземистой шпинели, т. е. являются ранней генерацией. Содержания MnO и CaO в оливине здесь также высокие (рис. 6, а, б), и в области аномальных составов (Fo_{80-85}) наблюдаются резко повышенные концентрации CaO и пониженные — MnO . Для клинопироксена видна аномалия по марганцу (рис. 6, в) в области как железистых, так и магнезиальных составов. Расплавы нека по своей водонасыщенности еще близки к расплавам гавайитов конуса, но здесь уже проявилась максимальная окисленность системы (рис. 5, в, обр. 155), поэтому амфибол остается только в форме реликтов.

3. Амфиболсодержащие гавайиты дайки (табл. 1, рис. 5, обр. 156) с редкими, едва различимыми реликтовыми формами амфибола характеризуются наличием умеренно магнезиального клинопироксена ($\text{Mg}\#83-87$), несущего включения высокоглиноземистой шпинели ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 53-57\%$), и присутствием ренита.

4. В безамфиболовом гавайите дайки (табл. 1, рис. 5, обр. 150) также наблюдается один максимум, но более железистых составов клинопироксена ($\text{Mg}\#78-83$), при этом амфибол, возможно, полностью диссоциирован. Для оливинов наблюдается два четко выраженных максимума: Fo_{85} и Fo_{65} (рис. 5, а, обр. 156, 150). Оба максимума сопровождаются повышенными содержаниями Ca и Mn , особенно высокими в области железистых составов (рис. 6, а, б). Вкрапленник магнезиального оливина ($\text{Fo}_{82,6}$) в обр. 150 содержит хром-глиноземистую шпинель ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 35.6\%$), т.е. этот оливин является первичным.

В дайке, по-видимому, проявлена несколько большая дифференцированность расплавов в обстановке большой окисленности системы, хотя высокомагнезиальный оливин с включением глиноземистой шпинели (обр. 150) относится к ранней генерации субфенокристаллов, а клинопироксен с магнезиальностью $\text{Mg}\#80-85$, несущий включения высокоглиноземистой шпинели, является обычным минералом безамфиболовых гавайитов.

5. Безамфиболовый гавайит — поток из того же конуса, что и в пункте 1 (табл. 1, рис. 5, обр. 49065), никаких следов бывшего присутствия амфибола не обнаруживает. В оливине наблюдается хорошо выраженный максимум Fo_{77-83} , который соответствует предельному составу вкрапленников этого минерала в безамфиболовых гавайитах ($\text{Fo}_{82,6}$). Максимумы в пироксене также совпадают для обр. 150 и 49065 ($\text{Mg}\#77-85$). И оливин, и пироксен характеризуются невысокими содержаниями MnO и CaO (рис. 6, обр. 49065). Этот тип пород достаточно индивидуализирован и, вероятно, связан с маловодной (после отделения летучих) и умеренно окисленной магмой (рис. 5, в).

Попробуем оценить диапазон фугитивностей кислорода при кристаллизации пород массива Кекукнай. Для этого можно использовать полученную Г. Симакиным с соавторами (Simakin et al., 2012a) зависимость f_{O_2} (ΔNNO) от общей окисленности клинопироксена (Fe^{3+}/Fe_{tot}). Для вычислений фугитивности используем уравнение 3 из цитируемой работы (Simakin et al., 2012a, fig. 6). Полученные гистограммы распределения параметра ΔNNO для разных пород массива Кекукнай представлены на рис. 5. Как можно видеть из этих данных, параметр ΔNNO в основном лежит в области $-1 \div +2$, со средним значением $NNO = 1$, что в общем совпадает с предыдущей оценкой этого значения по рениту и геотермометру Ридольфи с соавторами (Ridolfi et al., 2010) по амфиболу и является обычным значением для магм островодужного типа. Обращает на себя внимание хорошая сходимость графиков (рис. 5, б, в). Повышение фугитивности системы сопровождается не только возрастанием отношения (Fe^{3+}/Fe_{tot}), но и увеличением магнезиальности пироксена.

ВЫВОДЫ

Использование амфибола как минерала, чутко реагирующего на характер изменения окружающей обстановки, позволило восстановить картину различных стадий эволюции изначально водонасыщенного базальтового (гавайитового) расплава в условиях его быстрого подъема к земной поверхности. Присутствие или отсутствие амфибола является важным фактором, контролирующим состав расплава, структурные и минералогические особенности кристаллизующихся при этом пород. Согласно экспериментальным данным (Barclay, Carmichael, 2004), раннее появление амфибола в базальтовом расплаве и его последовательная кристаллизация по мере охлаждения системы сопровождаются уменьшением кристалличности оливина и пироксена и существенным подавлением роли плагиоклаза. Эти выводы хорошо согласуются с данными по камчатским гавайитам, в которых вкрапленники амфибола ассоциируют с редкими субфенокристами оливина или клинопироксена, а также данными по безамфиболовым гавайитам и муджиеритам, в которых в составе ранней кристаллической фазы дополнительно появляется плагиоклаз. Кристаллизация амфибола и последующая его диссоциация не приводят, однако, к резкому возрастанию общей кристалличности пород, как это постулируется Дж. Барклайем и С. Кармайклом (Barclay, Carmichael, 2004), вероятно, вследствие быстрого выведения расплавов к земной поверхности. Тем не менее этап разложения амфибола сопровождается возникновением новых кристаллических фаз — высокомагнезиальных оливина и пироксена, плагиоклаза, ренита и титаномагнетита. Важным для реконструкции процессов петрогенезиса является факт появления «аномальных» по отношению к составам вмещающих пород высокомагнезиальных минералов. Подобного рода составы минералов в базальтах обычно рассматриваются как показатель вторичного нагрева системы и связываются с поступлением в магматический очаг дополнительной более нагретой порции расплава (Murphy et al., 2000; Rutherford, Devine, 2003; Плечов и др., 2008, и др.). Анализ материалов по камчатским гавайитам показал, что появление такой генерации минералов (оливина и клинопироксена) возможно в изотермической обстановке при значительном увеличении фугитивности кислорода. Существенной особенностью этих минеральных фаз являются также высокие концентрации Са и Мп, что в свою

очередь также можно рассматривать как показатель высокой окисленности системы. Существует много примеров образования высокомагнезиального оливина (близкого к форстериту) при кристаллизации базальтов в условиях высокой окисленности расплава (Sigurdsson, Brown, 1970; Lange, Carmichael, 1990; Cortes et al., 2006; Blonder et al., 2012). Эти факты следует учитывать в моделях петрогенезиса.

Полученные при экспериментальных исследования амфиболсодержащих базальтов западной Мексики (Barclay, Carmichael, 2004) составы стекол являются нефелин-нормативными при высоких температурах и последовательно меняются до гиперстен — и кварц-нормативных при понижении температуры, что является следствием осаждения роговой обманки, которая весьма обеднена кремнеземом. Как видно в табл. 1, при переходе от амфиболсодержащих гавайитов к безамфиболовым гавайитам и муджиеритам также наблюдается возрастание кремнекислотности пород, которое сопровождается уменьшением титанистости. Состав остаточных стекол в агломерате распада отвечает андезибазальту — андезиту с высоким содержанием щелочей. Эти особенности составов можно объяснить фракционированием низкокремнеземистых, высокотитанистых амфиболов.

Список литературы

Ананьев В. В., Селянгин О. Б. Ренит в расплавных включениях из оливина алливалитовых нодул вулкана Малый Семячик и базальтов вулкана Ключевской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. **2011.** № 5. С. 1—7.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены М.: Наука, **1971.** 454 с.

Колосков А. В., Флеров Г. Б., Перепелов А. Б., Мелекесцев И. В., Пузанков М. Ю., Филофова Т. М. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. **2011.** № 5. С. 17—41.

Колосков А. В., Флеров Г. Б., Перепелов А. Б., Мелекесцев И. В., Пузанков М. Ю., Филофова Т. М. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 2. Петролого-минералогические особенности, обобщающая модель // Вулканология и сейсмология. **2013.** № 2. С. 63—89.

Плечов П. Ю., Цай А. Е., Щербаков В. Д., Дирксен О. В. Роговые обманки в андезитах извержения 30 марта 1956 г. вулкана Безымянный и условия их опацизации // Петрология. **2008.** Т. 16. № 1. С. 21—37.

Шарыгин В. В., Котай К., Сабо Ч. и др. Ренит в щелочных базальтах: включения расплава в фенокристаллах оливина // Геология и геофизика. **2011.** Т. 52. № 11. С. 1695—1717.

Alletti M., Pompilio M., Rotolo S. G. Mafic and ultramafic enclaves in Ustica Island lavas: Inferences on composition of lower crust and deep magmatic processes // Lithos. **2005.** Vol. 84. P. 151—167.

Arculus R. J., Delong S. E., Kay R. W., Brooks C., Sun S. S. The alcaic rock suite of Bogoslof Island, Eastern Aleution Arc, Alaska // J. Geol. **1977.** Vol. 85. P. 177—186

Barclay J., Carmichael S. E. A Hornblende basalt from Western Mexico: Water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility // J. Petrol. **2004.** Vol. 45. N 3. P. 485—506.

Blondes M. S., Brandon M. T., Reiners M. S. et al. Generation of forsteritic olivine (Fo_{99,8}) by subsolidus oxidation in basaltic flows // J. Petrol. **2012.** Vol. 53. N 5. P. 971—984.

Boivin P. Donnees experimentales preliminaires sur la stabilite de l'arhonite a 1 atmosphere. Application aux gisements naturels // Bull. Miner. **1980.** Vol. 103. P. 491—502.

Buckley V. J. E., Sparks R. S. J., Wood B. J. Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufriere Hills Volcano, Montserrat // Contrib. Miner. Petrol. **2006.** Vol. 151. P. 121—140.

- Corsaro R. A., Miraglia L., Pompilio M.* Petrologic evidence of a complex plumbing system feeding the July–August 2001 eruption of Mt. Etna, Sicily, Italy // *Bull. Volcanol.* **2007**. Vol. 69. P. 401–421.
- Cortes J. A., Wilson M., Condliffe E., et al.* The occurrence of forsterite and highly oxidizing conditions in basaltic lavas from Stromboli Volcano, Italy // *J. Petrol.* **2006**. Vol. 47. P. 1345–1373.
- Garcia M. O., Jacobson S. S.* Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas // *Contrib. Miner. Petrol.* **1979**. Vol. 69. P. 319–327.
- Grapes R. H., Wysoczanski R. J., Hoskin P. W. O.* Rhonite paragenesis in pyroxenite xenoliths, Mount Sidley volcano, Marie Byrd Land, West Antarctica // *Miner. Mag.* **2003**. Vol. 67(4). P. 639–651.
- Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E. et al.* Nomenclature of the amphibole supergroup // *Amer. Miner.* **2012**. Vol. 97. P. 2031–2048.
- Johnston A. D., Stout J. H.* Compositional variation of naturally occurring rhonite // *Amer. Miner.* **1985**. Vol. 70. P. 1211–1216.
- Kunzmann T., Spicker G., Huckenholz H. G.* Stabilität von rhonit in natürlichen und synthetischen Paragenesen // *Fortsch. Miner.* **1986**. Vol. 64 (1). P. 92–92.
- Kunzmann Th.* The aenigmatite-rhonite mineral group // *Eur. J. Miner.* **1999**. Vol. 11. P. 743–756.
- Lange R. A., Carmichael I. S. E.* Hydrous basaltic andesites associated with minette and related lavas in Western Mexico // *J. Petrol.* **1990**. Vol. 31. P. 1225–1259.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names // *The Canad. Miner.* **1997**. Vol. 35. P. 219–246.
- Luhr J. F., Carmichael S. E.* Jorullo Volcano, Michoacan, Mexico (1759–1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* **1985**. Vol. 50. P. 142–161.
- Mineral Data Publishing, 2001.* Version 1.2. <http://www.handbookofmineralogy.org/pdfs/rhonite.pdf>
- Murphy M. D., Sparks R. S. J., Barclay J. et al.* Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies // *J. Petrol.* **2000**. Vol. 41. P. 21–42.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Miner. Petrol.* **2010**. Vol. 160. P. 45–66.
- Rutherford M. J., Hill P. M.* Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions // *J. Geophys. Res.* **1993**. Vol. 98. N B11. P. 19 667–19 685.
- Rutherford M. J., Devine J. D.* Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufriere Hills magma // *J. Petrol.* **2003**. Vol. 44. P. 1433–1454.
- Shaw C. S. J., Klügel A.* The pressure and temperature conditions and timing of glass formation in mantle-derived xenoliths from Baarley, West Eifel, Germany: the case for amphibole breakdown, lava infiltration and mineral-melt reaction // *Miner. Petrol.* **2002**. Vol. 74. P. 163–187.
- Sigurdsson H., Brown G. M.* An unusual enstatite-forsterite basalt from Kolbeinsey Island, North of Iceland // *J. Petrol.* **1970**. Vol. 11. P. 205–220.
- Sigurdsson H., Shepherd J. B.* Amphibole-bearing basalts from the submarine volcano Kick' Em Jenny in the Lesser Antilles Island Arc. // *Bull. Volcanol.* **1974**. Vol. 38. P. 891–910.
- Simakin G., Salova T. P., Bondarenko G. V.* Experimental study of magmatic melt oxidation by CO₂ // *Petrology.* **2012a**. Vol. 20. P. 593–606.
- Simakin G., Zakrevskaya O., Salova T.* Novel amphibole geo-barometer with application to mafic xenoliths // *Earth Sci. Res.* **2012b**. Vol. 1. P. 82–97.
- Stewart D. C.* Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al amphiboles // *Contrib. Miner. Petrol.* **1975**. Vol. 53. P. 195–204.
- Viccaro M., Ferlito C., Cristofolini R.* Amphibole crystallization in the Etnean feeding system: mineral chemistry and trace element partitioning between Mg-hastingsite and alkali basaltic melt // *Eur. J. Miner.* **2007**. Vol. 19. P. 499–511.
- Whitney D. L., Evans B. W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.* **2010**. Vol. 95. P. 185–187.

Поступила в редакцию
16 мая 2013 г.