

УДК 552.323.4

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛИВАЛИТОВ – ОЛИВИН-АНОРТИТОВЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ – В ВУЛКАНИТАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ

© 2008 г. П. Ю. Плечов*, Т. А. Шишкина*, В. А. Ермаков**, М. В. Портнягин***, ****

* Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет
119899 Москва, Воробьевы горы, Россия; e-mail:pavel@web.ru

** Институт физики Земли РАН

123995 Москва, Большая Грузинская ул., 10, Россия

*** Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

119991 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

**** Department of Volcanology and Petrology, GEOMAR Research Center, Wischhofstrasse 1–3, Kiel, D-24148 FRG

Поступила в редакцию 22.01.2007 г.

Получена после доработки 27.05.2007 г.

Данная работа посвящена алливалитам – крупно- и гигантозернистым оливин-анортитовым породам, встречающимся в виде отдельных блоков в продуктах извержений многих вулканов фронтальной части Курило-Камчатской дуги. Приведены новые данные по петрографии, минералогии и составу расплавных включений в минералах из 10 образцов алливалитов из вулканов Ксудач, Ильинский, Заварицкого, Кудрявый и Головнина. Температуры кристаллизации минералов алливалитов оцениваются в 970–1080°C при содержании воды в расплаве 3–3.5 мас. % и фугитивности кислорода $NNO = 1–2$. Продемонстрирована генетическая связь составов расплавных включений с составами интерстициальных стекол алливалитов и пород вулканов. Обоснован кумулятивный генезис алливалитов. С помощью масс-балансовых расчетов оценена степень фракционирования родоначальных расплавов при образовании кумулятивных горизонтов – от 22 до 46% для различных вулканов.

Необычные полнокристаллические крупно- и гигантозернистые оливин-анортитовые включения в эффузивах многих вулканов Камчатки и Курил стали известны со времени работ Б.И. Пийпа (например, Пийп, 1947). Первое петрографическое описание и анализы минералов этих пород приведены в работах (Шеймович, 1966; Дубик, 1969). Для них был предложен ряд названий: габброидные включения (Пийп, 1947; Шеймович, 1966; Дубик, 1969), оливиновый анортозит (Селянгин, 1974), алливалит (Родионова, Федорченко, 1971; Масуренков, 1974), оливин-анортитовая порода (Волынец и др., 1978). Включения собственно оливин-анортитовых пород встречаются совместно с разнообразными пироксен-оливин-плаггиоклазовыми габброидами, в том числе с эвкритами, троктолитами, амфиболовыми габбро и др. Видимо, поэтому в работе Г.Е. Богоявленской и Э.Н. Эрлиха (1969) оливин-пироксен-анортитовое включение было описано как анортозитовый микротинит (пироксен был ошибочно принят за стекло).

Несмотря на то, что термин “алливалит” (allivalite) (Harker, 1909) относится к породам, описанным в пределах расслоенного интрузива о. Рам (Шотландия), это название закрепилось в литературе для оливин-анортитовых пород, и в

частности для кристаллических включений в вулканитах Камчатки. Алливалиты отличаются от троктолитов (например, Lundgaard et al., 2002) рядом особенностей: 1) ассоциацией высококальциевого плаггиоклаза ($An > 90$) и железистого оливина ($Fe < 81$); 2) очень узкими вариациями состава минералов в пределах одного образца (2–3 номера анортитовой или форстеритовой составляющей).

Алливалиты описаны на многих вулканах Камчатки: Кихпинич, Ксудач, Камбальный, Ильинский, Желтовский, Кошелевский, Мутновский, Малый Семячик, Карымский (Гриб, 1997; Волынец и др., 1978 и ссылки в ней; Селянгин, 1987) и в ряде вулканов Главной Курильской дуги: Менделеева, Кудрявый, кальдер Головнина, Немо, Заварицкого (Масуренков, 1974), Тао-Русыр, Эбеко (Дриль, 1988). Сходные породы были обнаружены во внешних зонах вулканических дуг Северной Японии: Миякеджима, Некома, Ришири, Акаги (Ammu-Miyasaka, Nakagawa, 2002; Ishikawa, 1951). На Малых Антилах встречаются крупные блоки габбро-алливалитовой ассоциации, имеющие вес до нескольких сотен килограмм (Arculus, Wills, 1980).

Все находки алливалитов относятся к вулканам вулканического фронта островных дуг (Фро-

лова и др., 2000; Amma-Miyasaka, Nakagawa, 2002), общей особенностью которых является присутствие в продуктах извержений низкокальциевых островодужных толеитов (Фролова и др., 2000). Алливалиты встречаются преимущественно среди тефр и вулканитов риолитового, риодацитового, реже андезитового состава (Волынец и др., 1978; Фролова и др., 2000), тогда как в базальтах часты гломеропорфировые сростки оливина и плагиоклаза.

Кроме алливалитов, вулканиты Курило-Камчатской дуги содержат включения разнообразных анортитсодержащих габброидов, получивших название габбро-алливалитовой ассоциации (Ермаков, Печерский, 1989). Например, амфибол-анортитовые породы, близкие по химизму к алливалитам, встречены на вулканах Авачинский, Успенский, гора Острая; в миоценовых андезитах Парамушира (находки В.А. Ермакова); в высокоглиноземистых базальтах серии Татун в Северном Тайване (Chen, 1978). Распространенность габбро-алливалитов и их парагенезис с другими типами кристаллических включений на вулканах Курило-Камчатской дуги рассмотрены в (Ермаков и др., 1987; Ермаков, Печерский, 1989). В настоящей работе исследуемый материал ограничен только алливалитами.

Изучение составов расплавных включений в оливинах и плагиоклазах из алливалитов четырех вулканов Курило-Камчатской островной дуги позволило установить генетическое родство алливалитов с вмещающими эффузивами, их кумулятивную природу, а также оценить температуры совместной кристаллизации ассоциации оливин-плагиоклаз – 1050–1100°C (Фролова и др., 2000). По предположению Т.И. Фроловой и др. (2000) алливалиты могли образоваться при фракционировании 7–8% оливина и анортита из родоначального богатого водой (1.5–2 мас. % H₂O) расплава, эволюция которого привела к возникновению эффузивных серий соответствующих вулканов Камчатки и Курильских островов.

В настоящей статье приводится детальное описание минералогии алливалитов, их типизация и обсуждаются возможные механизмы образования этих пород. Представлены данные по изучению расплавных включений в оливинах из 10 образцов алливалитов различных морфологических типов из вулканов Ксудач, Ильинский, Заварицкого, Кудрявый и Головнина. Приведены новые данные по составам породообразующих минералов, гомогенизированных расплавных включений, минеральных дочерних фаз в раскристаллизованных расплавных включениях и интерстициальных стекол алливалитов. На основе полученных результатов рассмотрены существующие гипотезы образования алливалитов, под-

твержден их кумулятивный генезис и оценены условия их формирования.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Термометрические эксперименты с визуальным контролем проведены при помощи малоинерционной микротермокамеры конструкции Соболева–Слуцкого в ГЕОХИ РАН (Sobolev et al., 1980). Использована стандартная методика, описанная в (Портнягин и др., 2005).

Закалочные эксперименты по частичной гомогенизации включений (Danyushevsky et al., 2002a) были проведены в лаборатории экспериментальной петрографии МГУ в муфельной печи с силитовыми нагревателями. Зерна оливина размером 0.5–1 мм закладывали в фарфоровые тигли, пересыпали графитовой крошкой, что позволяло поддерживать внешние окислительно-восстановительные условия на уровне буфера ССО для предохранения зерен от окисления при высоких температурах. Время эксперимента не превышало 10 мин при температурах выше 1000°C, во избежание существенных потерь воды расплавом во включении. Закалку производили в воду при 1200°C. После закалочного эксперимента отбирали зерна, содержащие расплавные включения размером не менее 20 мкм, и включения выводили с помощью абразивов на поверхность зерен.

Определение состава минералов и расплавных включений в алливалитах проводили с помощью энергодисперсионной приставки LinkSystem-10000 к электронному микроскопу Camscan-4DV (кафедра петрологии МГУ, аналитики Е.В. Гусева и Н.Н. Коротаева), при стандартном рабочем напряжении 15 кВ. Минеральные фазы анализировали в точке (3 × 3 мкм), стекла включений и основной массы анализировали в сканирующем режиме площадками не менее 10 × 12 мкм. Фотографии были выполнены в режиме отраженных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ.

Содержание воды в стеклах определяли с помощью вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca-ims4f в ИМИИ РАН, г. Ярославль. Методика измерений описана в работе (Соболев, 1996).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами данного исследования являются образцы алливалитов из вулканов Курило-Камчатской островной дуги: Ксудач, Ильинский (южная часть п-ова Камчатка), Заварицкого (о. Симушир), Кудрявый в пределах кальдеры Медвежья (северо-восточная оконечность о. Итуруп) и Головнина (южная оконечность о. Кунашир) (рис. 1, табл. 1). Все названные вулканы занимают фронтальное положение по отношению к глубоководному желобу, имеют сложную и длительную ис-

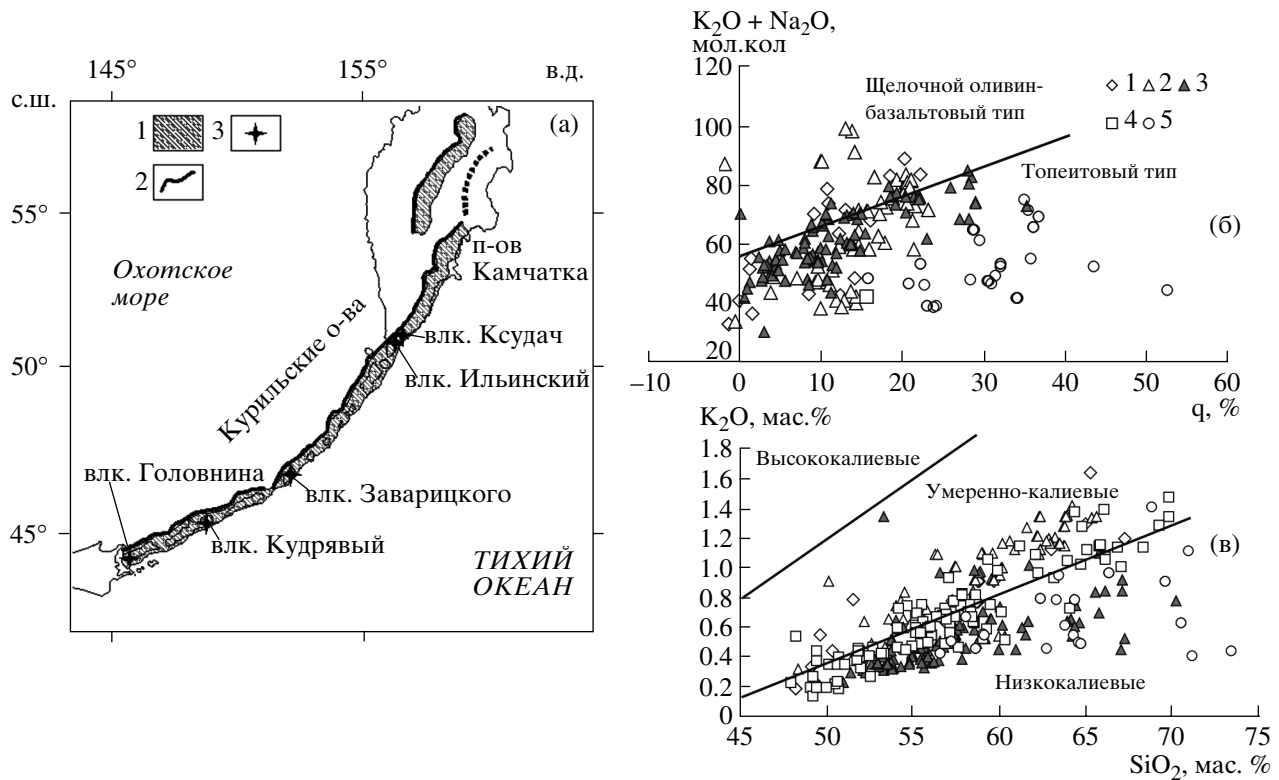


Рис. 1. (а) Область распространения современных низкокальциевых вулканитов в Курило-Камчатской островной дуге по (Пискунов, 1976). 1 – область пород толеитового типа, 2 – линия разделения пород толеитового и щелочного оливин-базальтового типа, 3 – исследуемые вулканы.

(б, в) Классификационные диаграммы $(K_2O + Na_2O)-q$ (Пискунов, 1976) и K_2O-SiO_2 для петрохимических серий вулканов Ксудач (1), Ильинский (2), Заварицкого (3), Кудрявый (4), Головнина (5). Величина q отражает избыток (недостаток) кремнезема, необходимого для образования наиболее насыщенных минералов, рассчитывается по формуле: $q = 60 * (SiO_2 + TiO_2 + Fe_2O_3 - FeO - MnO - MgO - CaO - Al_2O_3 - 5(Na_2O + K_2O))/1000$ (%), где оксиды в молекулярных количествах (Пискунов, 1976).

торию развития, с формированием кальдер и посткальдерной активностью. Изверженные породы образуют непрерывные серии от базальтов до дацитов. Алливалитовые нодулы обычно присутствуют в пирокластике среднего или кислого состава, реже в лавах. Подавляющее количество находок алливалитов связано с крупными кальдерообразующими извержениями (Волынец и др., 1978; Селянгин, 1987; Фролова и др., 1988, 1989).

Алливалиты часто имеют неправильную (мелкообломочную, глыбовую, уплощенную), реже шарообразную форму. Размеры обломков варьируют от 1 см до 0.5 м и обычно оторочены пленкой темной стекловатой массы.

Текстуры алливалитов разнообразны: массивные, полосчатые, такситовые. Полосчатые и такситовые текстуры обусловлены разделением породы на участки как по соотношению плагиоклаза и оливина, так и по размеру зерен.

Внутреннее строение алливалитов очень разнообразно. Можно выделить несколько главных структурных типов. (1) Широко распространены алливалиты, в которых оливин и плагиоклаз об-

разуют кумулятивные структуры (вулканы Ксудач, Ильинский, Заварицкого, Головнина) (рис. 2а, 2в, 2д). Часто образцы рассыпаются, поскольку сложены отдельными кристаллами размером от нескольких мм до 2–3 см практически без цементирующей основной массы. По размеру зерен оливина и плагиоклаза в кумулятивном агрегате можно выделить равномернозернистые и порфиоровидные разновидности алливалитов. Промежутки между минералами и трещины в них часто заполнены бурым частично раскристаллизованным вулканическим стеклом, в котором содержатся микролиты плагиоклаза, пироксена, титаномагнетита и округлые поры (рис. 2и, 2к, 2л). Стекло в пределах включения распределено неравномерно. (2) Некоторые включения (вулкан Кудрявый) представляют собой концентрически-зональные образования (рис. 2б, 2г, 2е). Центральная часть включений сложена крупными (2–5 мм) гипидиоморфными кристаллами оливина и плагиоклаза. Вокруг них располагается зона сложного строения: в крупных зернах плагиоклаза (размером до 1–2 мм) хаотически распределе-

Таблица 1. Составы оливина и плагиоклаза в образцах алливалитов

Вулкан	Номер образца	Диапазон составов оливина, Fo , мол. %	Средний состав оливина, Fo , мол. % \pm стандартное отклонение	Диапазон составов плагиоклаза, An , мол. %	Средний состав плагиоклаза, An , мол. % \pm стандартное отклонение
Ксудач	Ks-1	74.8–75.9 (21)	75.5 ± 0.3	92.0–93.8 (7)	92.9 ± 0.7
	Ksud-2	78.7–79.9 (16)	79.5 ± 0.5	94.3–96.4 (13)	95.3 ± 0.6
	Ks-3	79.7–80.8 (20)	80.4 ± 0.3	92.5–94.6 (10)	93.7 ± 0.7
Ильинский Заварицкого	Си-5	78.6–78.9 (2)	78.7 ± 0.2	88.0–91.4 (9)	89.6 ± 1.2
	C-305/7	77.8–79.7 (22)	78.8 ± 0.5	93.4–95.8 (10)	94.4 ± 0.9
Кудявый	Kudr-1	77.0–79.0 (8)	78.3 ± 0.7	93.8–96.0 (10)	95.0 ± 0.7
	Kudr-E-03	78.7–80.1 (12)	79.6 ± 0.5	92.2–95.2 (7)	94.1 ± 1.2
Головнина	115a	75.0–76.5 (12)	75.8 ± 0.5	95.5–97.0 (2)	96.2 ± 0.4
	6636/гп-15	69.2–71.1 (10)	69.9 ± 0.5	93.6–96.1 (12)	94.4 ± 0.7
	6636/гп-18	77.7–79.5 (9)	78.5 ± 0.6	95.4–97.1 (14)	96.2 ± 0.4

Примечание. В скобках рядом с диапазоном составов минералов приведено количество анализов.

ны мелкие округлые зерна оливина диаметром до 0.1 мм (рис. 2г, 2е). Иногда плагиоклаз и оливин образуют полосчатые и петельчатые взаимные прорастания. (3) Встречаются также порфиновые породы с крупными (до 10–15 мм) вкрапленниками плагиоклаза и оливина и мелкокристаллической основной массой (вулкан Ксудач) (Волюнец, 1978).

Фролова и др. (1989) отмечают следы подплавления краевых зон алливалитовых блоков вулкана Заварицкого, выраженные в структурах “морозного узора” в некоторых зернах пироксена. Нами явных следов плавления минералов алливалитов не обнаружено, но концентрически-зональные алливалиты из вулкана Кудрявый окружены каймой скрытокристаллической массы толщиной в 2–5 мм, в которой распределены мелкие кристаллики клинопироксена и магнетита, а также крупные (до 2–3 мм) зональные вкрапленники плагиоклаза (от 64 до 74% An) (рис. 2м). В целом оторочка вокруг алливалита имеет андезитовый состав (63 мас. % SiO_2) (см. ниже табл. 4).

МИНЕРАЛОГИЯ АЛЛИВАЛИТОВ

Главными минералами алливалитов являются плагиоклаз (An_{88-97}), оливин (Fo_{69-81}), в некоторых образцах отмечаются клинопироксен и титаномагнетит. В небольших количествах могут встречаться ортопироксен и амфибол (вулканы Ксудач, Ильинский). Характерно присутствие буроватого частично раскристаллизованного стекла, заполняющего пустоты между минералами и трещинки в них. Соотношения минералов заметно варьируют в различных образцах одного вулкана. В большинстве включений преобладает плагиоклаз.

Плагиоклаз. Плагиоклаз слагает от 50 до 90% породы и образует изометричные или таблитчатые, реже ксеноморфные зерна размером от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Часто наблюдаются гломерокристаллические сростания крупных зерен плагиоклаза или плагиоклаза и оливина. В крупных вкрапленниках плагиоклаза нередко содержится округлые мелкие включения оливина (рис. 2ж, 2з). Во вкрапленниках оливина содержатся мелкие твердофазные включения плагиоклаза, состав которых совпадает с составом вкрапленников плагиоклаза в тех же образцах (рис. 6).

Несмотря на сложное строение алливалитов, состав плагиоклаза в пределах одного образца постоянен (варьирует в пределах одного–трех номеров анортитовой составляющей) (табл. 1). Плагиоклазы в алливалитах незональны и соответствуют по составу анортиту (An_{88-97}) (табл. 1, 2; рис. 3а). При этом вкрапленники плагиоклаза во вмещающих эффузивах (базальтах и андезитах) имеют отчетливое зональное строение. Например, в базальтах вулкана Головнина плагиоклаз вкрапленников имеет состав An_{69-95} .

Плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы, отмечаются изгибы и смещения двойников, блочное погасание зерен, что может говорить об испытанных ими механических нагрузках после кристаллизации. Вдоль плоскостей спайности наблюдаются мелкие газовые включения, а также включения темноцветных минералов.

Оливин. Оливин образует гипидиоморфные изометричные или округлые зерна размером от 0.2 мм до нескольких миллиметров, реже – сантиметров, слагает от первых процентов до 35–40% породы и встречается в виде отдельных зерен, гломерокристаллических сростаний с плагиокла-

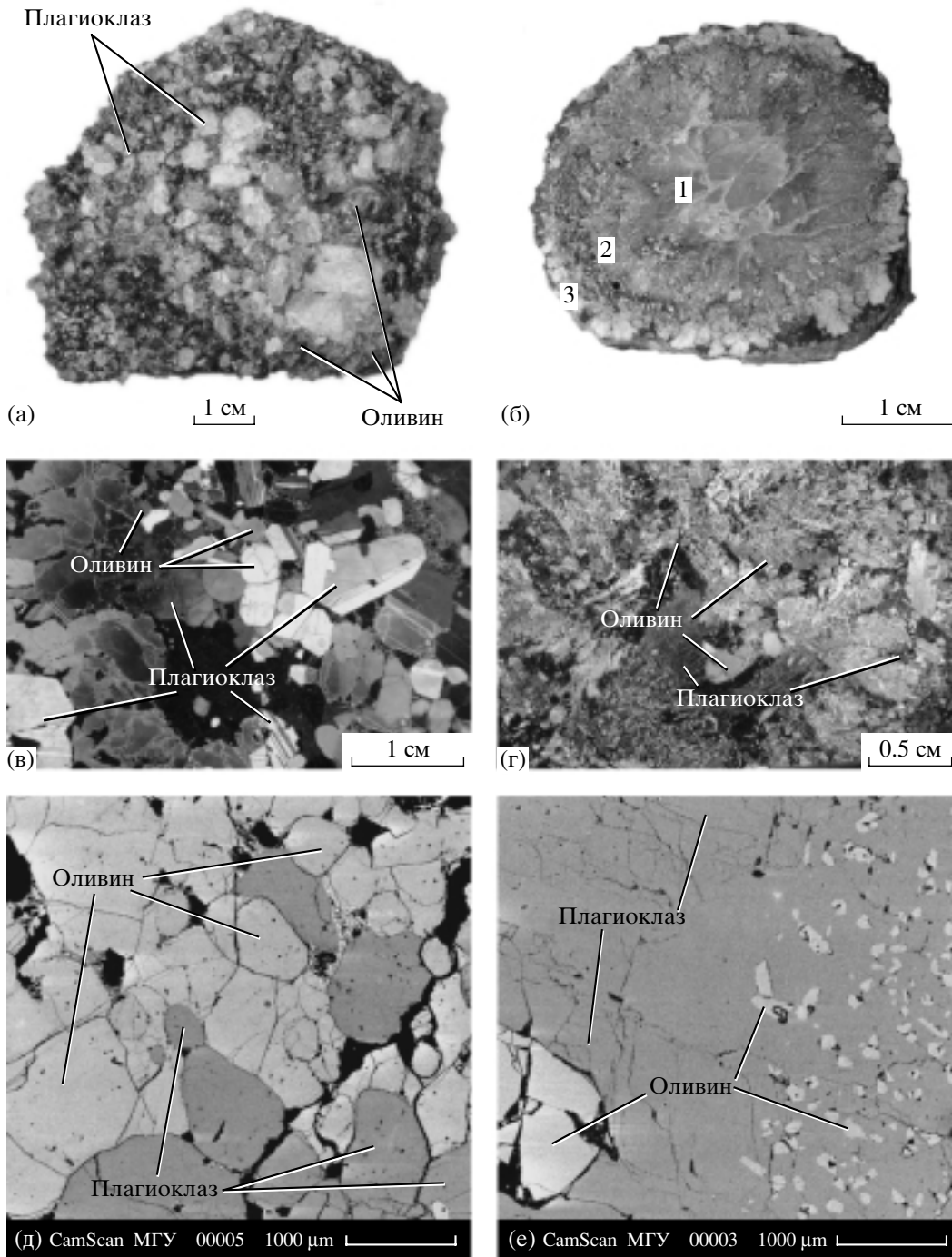


Рис. 2. Структурно-текстуальные особенности алливалитов.

(а) – включение алливалита (обр. Ksud-2, вулкан Ксудач), кристаллы плагиоклаза и оливина образуют кумулятивную порфировидную структуру; (б) – концентрически-зональное включение алливалита (обр. Kudr-1, вулкан Кудрявый): 1 – зона пегматоидного плагиоклаза, 2 – зона сложно сросшихся оливина и плагиоклаза, 3 – зона термальной переработки включения; (в) – алливалит (обр. Ks-1, вулкан Ксудач), фото в скрещенных николях, увеличение 2.5; (г) – алливалит (обр. Kudr-1, вулкан Кудрявый), концентрически-зональное включение, центр – крупные идиоморфные кристаллы оливина и плагиоклаза, кайма – взаимные прорастания оливина и плагиоклаза, фото в скрещенных николях; (д) – алливалит (обр. Ks-1, вулкан Ксудач), фото в отраженных электронах; (е) – алливалит (обр. Kudr-1, вулкан Кудрявый), переход от крупнокристаллической зоны к зоне сложного прорастания оливина в плагиоклазе, фото в отраженных электронах; (ж) – округлое включение оливина в плагиоклазе (обр. 115а, вулкан Головнина), фото в скрещенных николях; (з) – округлые включения оливина в крупных зернах плагиоклаза (обр. 6636/гп-15, вулкан Головнина), фото в скрещенных николях; (и) – раскристаллизованное стекло в интерстициях (обр. Ksud-2, вулкан Ксудач), фото в отраженных электронах; (к) – участок алливалита (обр. Kudr-1, вулкан Кудрявый), содержащий частично раскристаллизованное стекло, фото в отраженных электронах; (л) – раскристаллизованное стекло между зернами оливина (обр. 115а, вулкан Головнина), фото в отраженных электронах; (м) – вкрапленник плагиоклаза, замещенный скрытокристаллическим агрегатом (90–95 мас. % SiO_2) и окруженный мелкокристаллической массой андезидацитового состава, оболочка вокруг алливалита (обр. Kudr-Е-03, вулкан Кудрявый).

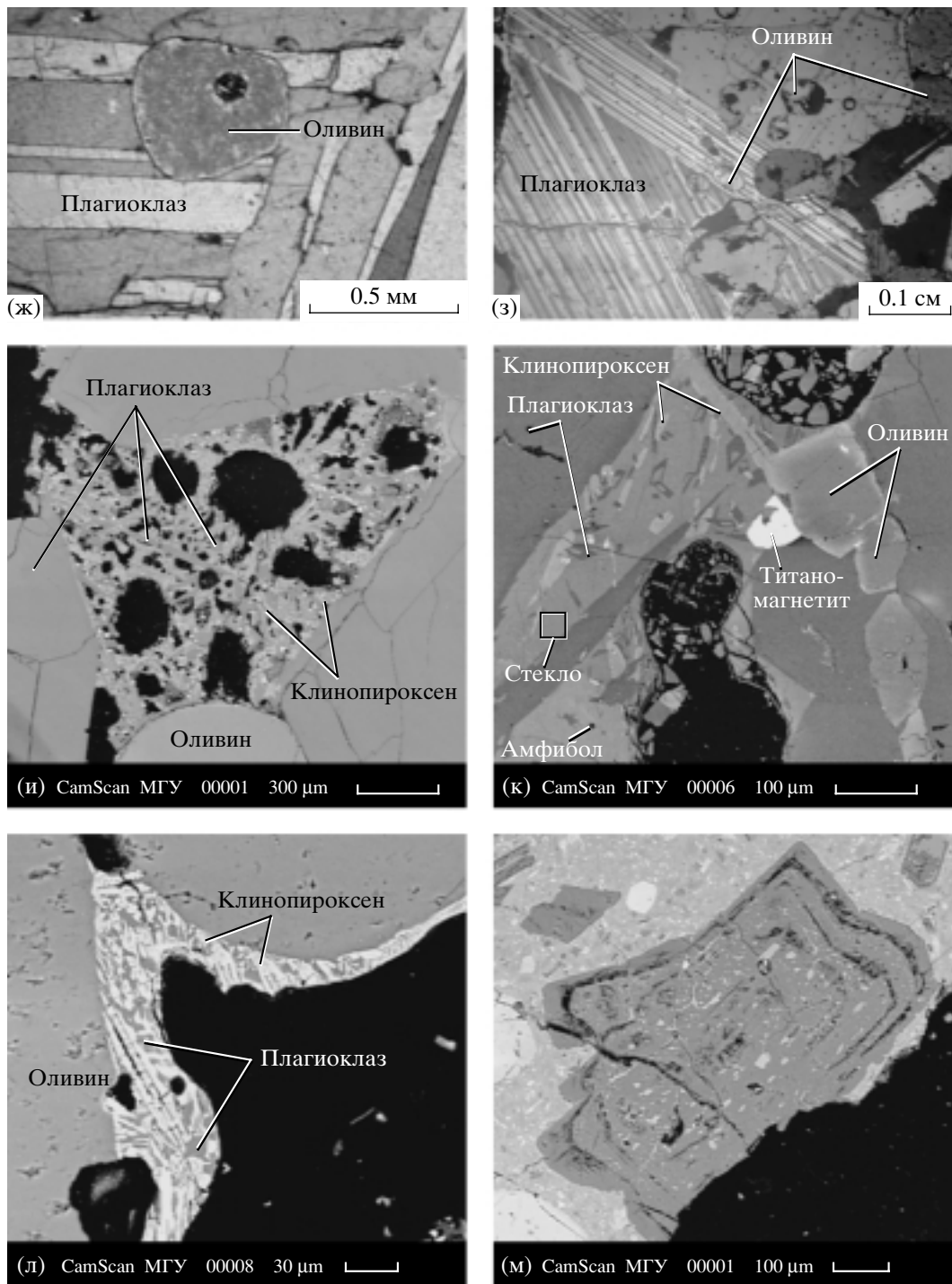


Рис. 2. Окончание.

зом и клинопироксеном и в виде мелких округлых включений в плагиоклазе. Некоторые зерна оливина содержат включения магнетита и, очень редко, хромшпинелида. В оливинах образца Kudr-E-03 обнаружены мелкие (20–50 мкм) округлые включения клинопироксена $En_{39-44}Fs_{10-14}Wo_{46-48}$ и плагиоклаза (An_{92-95}).

Зерна оливина в алливалитах незональны. В пределах каждого образца состав оливина варьирует в интервале одного–трех номеров, а в разных образцах одного вулкана может значительно различаться (табл. 1, 2; рис. 3а). Для алливалитов характерен оливин Fo_{78-81} , хотя в отдельных образ-

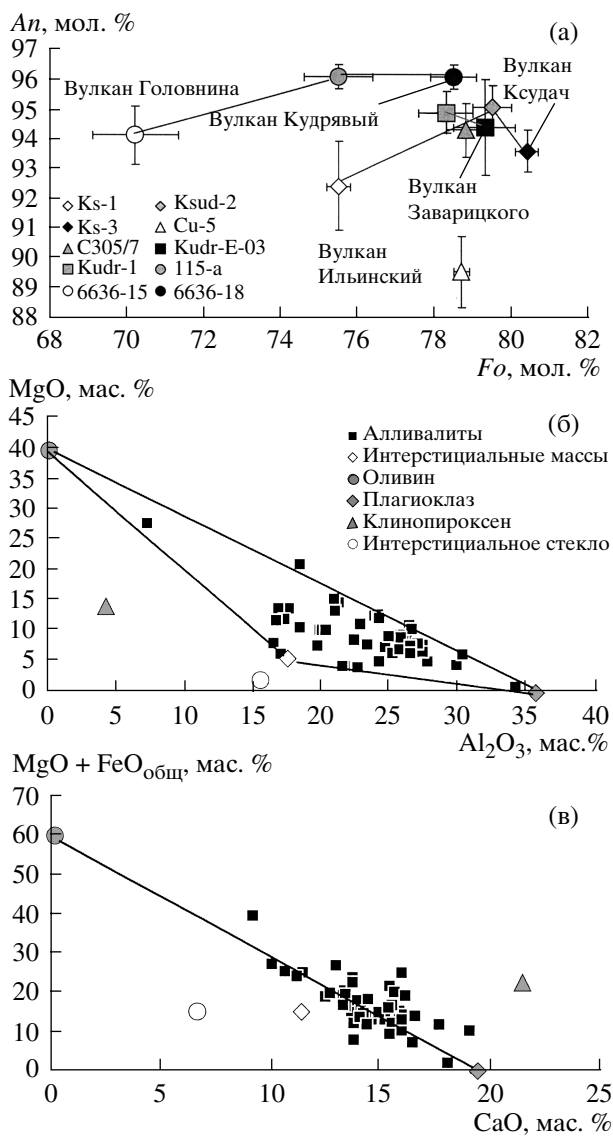


Рис. 3. (а) Диапазон составов оливина (Fo , мол. %) и плагноклаза (An , мол. %) в алливалитах Курило-Камчатской островной дуги. Для каждого образца приведены вариации составов минералов. Точка соответствует среднему арифметическому. Линиями соединены образцы с одного вулкана.

(б, в) Состав алливалитов по данным (Богоявленская, Эрлих, 1969; Волюнец и др., 1978; Дриль, 1988; Селянгин, 1974; Фролова и др., 2000; Шеймович, 1966) и средние составы минералов и интерстициальных масс в исследованных алливалитах.

цах (вулканы Ксудач и Головнина) отмечается более железистый оливин (до Fo_{69}).

Клинопироксен. Клинопироксен составляет до 10 об. % алливалитов и образует ксеноморфные зерна размером до нескольких миллиметров. Границы зерен неровные, резорбированные. В шлифе клинопироксен плеохроирует в зеленоватых тонах. Составы клинопироксена в образцах из разных вулканов различаются: вулкан Го-

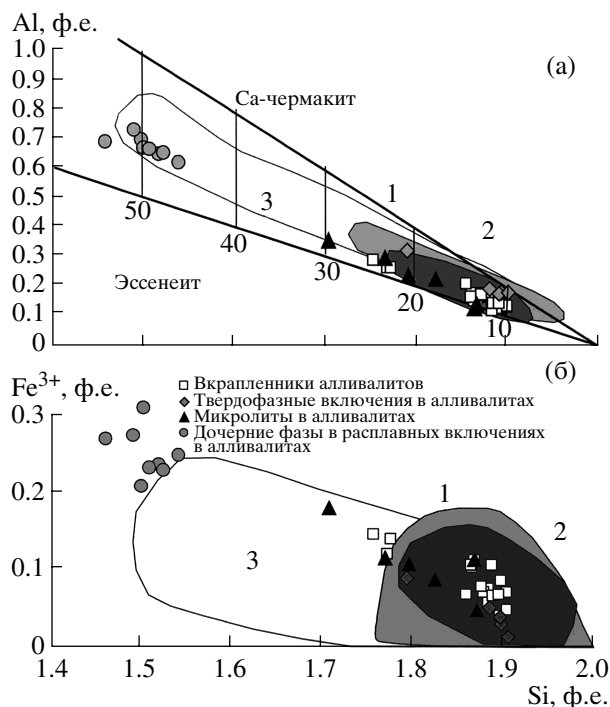


Рис. 4. Составы клинопироксенов в алливалитах.

(а) – общее содержание Al в зависимости от Si; (б) – содержание Fe^{3+} в зависимости от Si. Fe^{3+} оценено по стехиометрии минерала.

Поля составов клинопироксенов из вулканитов Камчатки (авторские данные): 1 – вкрапленники; 2 – микролиты; 3 – твердофазные включения и дочерние фазы в расплавленных включениях. Составы приведены в формульных единицах элемента (ф.е.) из расчета на 6 атомов кислорода.

ловнина: $En_{43-44}Fs_{12-13}Wo_{44-45}$, вулкан Кудрявый: $En_{32-34}Fs_{22-23}Wo_{41-46}$, вулкан Ксудач: $En_{42-44}Fs_{11-12}Wo_{45-46}$ (табл. 2, рис. 4).

Ортопироксен. Ортопироксен встречается в виде единичных зерен в некоторых образцах алливалитов. Его состав в алливалитах вулкана Головнина ($En_{72}Fs_{26}Wo_3$) сходен с составом вкрапленников во вмещающем базальте ($En_{64-69}Fs_{27-33}Wo_{3-4}$) (табл. 2, 3).

Титаномagnetит. В алливалитах титаномagnetит присутствует в небольших количествах. Он образует отдельные изометричные или угловатые зерна размером до 100 мкм, часто содержится в виде включений в оливине и клинопироксене. Составы титаномagnetита приведены в табл. 2. Следов распада твердого раствора титаномagnetита не обнаружено.

Хромшпинелид. Хромшпинелид не является характерным минералом алливалитов, в отличие от базальтов тех же вулканов. В. Приходько и др. (1977) описали находку хромшпинелида в алливалитах вулкана Ксудач. Нами были обнаружены единичные включения хромшпинелида в зернах

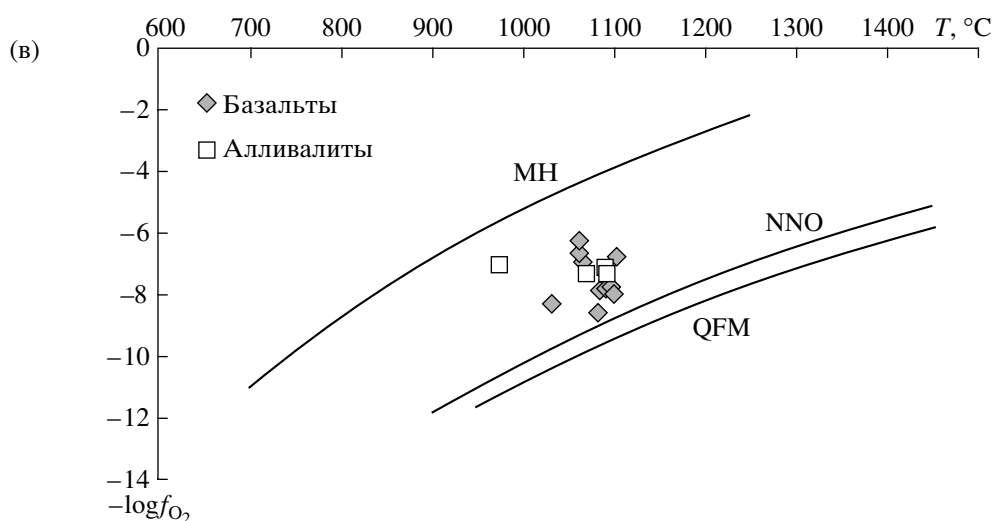
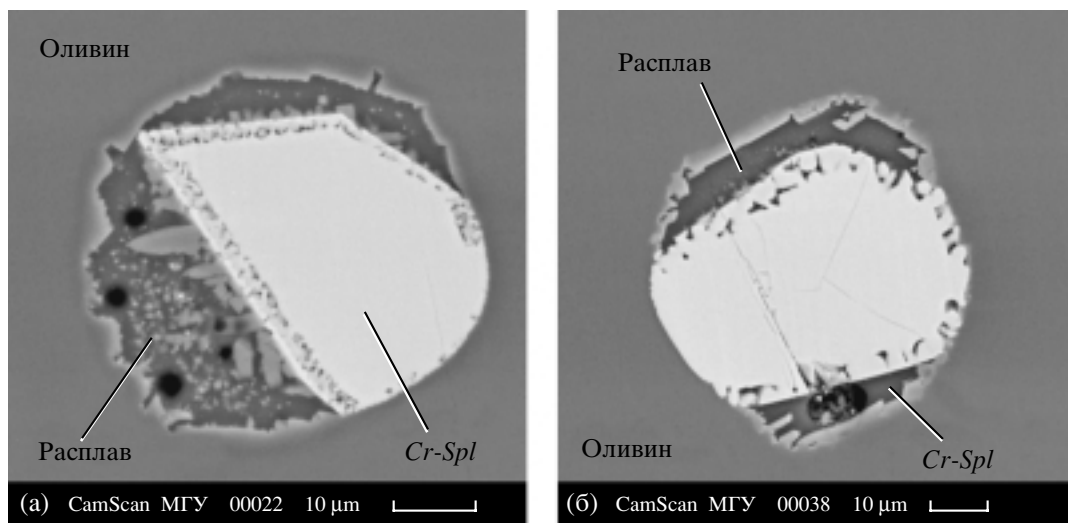


Рис. 5. (а, б) Твердофазные включения хромшпинелида в оливине из алливалита вулкана Головнина (а) и из базальта вулкана Головнина (б).

(в) Фугитивность кислорода, определенная по равновесию хромшпинелид–расплав (Ballhaus et al., 1991).

оливина из образцов Ks-3 (влк. Ксудац), 6636/гп-18 (влк. Головнина) и гораздо большее их количество в оливинах той же магнезиальности из базальтов влк. Головнина (обр. 116а и 6636/гп-5). Хромшпинелид встречается в виде изометричных кристаллов размером 20–50 мкм, иногда окруженных тонкими пленками расплава (рис. 5а, 5б). По равновесию оливин–хромшпинелид (Ballhaus et al., 1991) была рассчитана фугитивность кислорода (рис. 5в). И для базальтов, и для алливалитов f_{O_2} соответствует окислительной обстановке на уровне буфера $NNO + 1 - NNO + 2$. Составы хромшпинелида из алливалитов приведены в табл. 2, из базальтов – в табл. 3.

Вулканическое стекло. Стекло бурого цвета заполняет промежутки между минералами, микротрещины в породе, а иногда образует корку вокруг отдельных нодулей (вулкан Кудрявый). Оно имеет пузыристую шлаковидную или массивную текстуру (рис. 2и, 2к, 2л), большей частью раскристаллизовано: скелетные, дендритовидные и изометричные кристаллы плагиоклаза, клинопироксена и магнетита сцементированы небольшим количеством стекла. Состав минералов-микролитов в стекле заметно отличается от состава породообразующих минералов в алливалитах (табл. 4). Плагиоклаз из стекла намного кислее, чем во вкрапленниках, представлен лабрадором–битовнитом (An_{58-77}), и содержит больше примеси

железа: 0.9–1.85 мас. % против 0.4–0.9 мас. % в плагиоклазах алливалитов (рис. 6).

В алливалите из вулкана Головнина интерстициальная масса раскристаллизована полностью (рис. 2л). Преобладающими минералами являются субкальциевый клинопироксен и плагиоклаз (табл. 4).

В центральных частях алливалитов вулкана Кудрявый в интерстициях между минералами встречается частично раскристаллизованное стекло, в котором присутствуют скелетные кристаллики клинопироксена и плагиоклаза, а также остаточное стекло (табл. 4).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ДОЧЕРНИЕ ФАЗЫ В НИХ

Обилие расплавных включений в минералах алливалитов отмечалось многими исследователями (Селянгин, 1975; Ананьев, Шнырев, 1984; Фролова и др., 2000). Расплавные включения содержатся во всех породообразующих минералах алливалитов. В зернах плагиоклаза стекловатые включения располагаются вдоль трещин спайности в виде мельчайших капелек. В зернах клинопироксена включения встречаются редко, имеют округлую форму и размеры 10–30 мкм.

Все первичные расплавные включения в олигине имеют близкую к шарообразной форму и частично раскристаллизованы, в проходящем свете они выглядят как темные мохнатые сгустки. Представительные расплавные включения из обр. С-305/7 показаны на фотографиях, выполненных в отраженных электронах (рис. 7). Во всех включениях есть остаточное стекло.

Дочерние минералы расплавных включений

По набору дочерних фаз расплавные включения можно разделить на несколько типов. Во включениях первого типа (рис. 7а) дочерний минерал представлен клинопироксеном, образующим каймы по стенкам включений и копьевидные кристаллы внутри включения. Во включениях второго типа (рис. 7б) дочерняя фаза представлена дендритовидными кристаллами амфибола. Включения третьего типа содержат в качестве дочерней фазы микролиты плагиоклаза (рис. 7в), промежутки между которыми заполнены дендритами амфибола и стеклом. Нами обнаружены переходные между первым и вторым типом включения, в которых на стенках кристаллизуется клинопироксен, а на него уже нарастают дендриты амфибола.

Средние составы дочерних фаз представлены в табл. 5. Клиннопироксен экстремально обеднен кремнеземом (до 37.5 мас. % SiO_2) и обогащен алюминием, железом и титаном за счет чермаки-

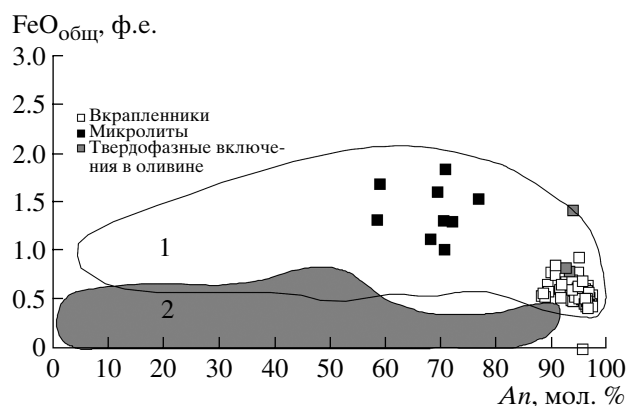


Рис. 6. Составы плагиоклаза в алливалитах.

1 – поле составов плагиоклаза из вулканитов Камчатки (наши данные) и Японии (Amma-Miyasaka, 2002), 2 – поле составов плагиоклаза из высокотемпературных эффузивных и гранулитовых комплексов (Япаскерт В.О. (МГУ), неопубликованные данные).

товых миналов. Ананьев и Шнырев (1984), основываясь только на данных микрозондового анализа, ошибочно описали этот клинопироксен как гранат. Минерал образует клиновидные кристаллы, имеет двулучепреломление и косое погасание. Содержание значительного количества Са-чермакитового и эссенитового миналов характерно для клинопироксена, образующего дочерние фазы во включениях в олигине (Портнягин и др., 2005), и связывается с метастабильными условиями роста клинопироксена внутри включений, в то время как нуклеация плагиоклаза была затруднена. На рис. 4 показаны составы дочерних клинопироксенов из расплавных включений в олигинах вулканитов Камчатки в сравнении с составами клинопироксенов вкрапленников и микролитов. Составы всех клинопироксенов в алливалитах образуют закономерный ряд, в котором дочерние клинопироксены занимают крайнее положение, в них содержится до 54% чермакитового минала. Сходные составы клинопироксенов (с 52–54% чермакитового минала) были получены экспериментально (Sack, Carmichael, 1984; Gee, Sack, 1988). Мы считаем, что такие высокие содержания чермакита в экспериментах также отражают метастабильные условия его кристаллизации.

Другим характерным дочерним минералом расплавных включений алливалитов является амфибол. Он образует дендритовидные веерообразные сростки, иногда нарастающие на клинопироксен. Нами было описано несколько включений, содержащих и плагиоклаз, и амфибол (рис. 7в), причем плагиоклаз во включениях кристаллизовался раньше, чем амфибол. Видимо, причиной возникновения условий для кристаллизации амфибола во включениях могло стать на-

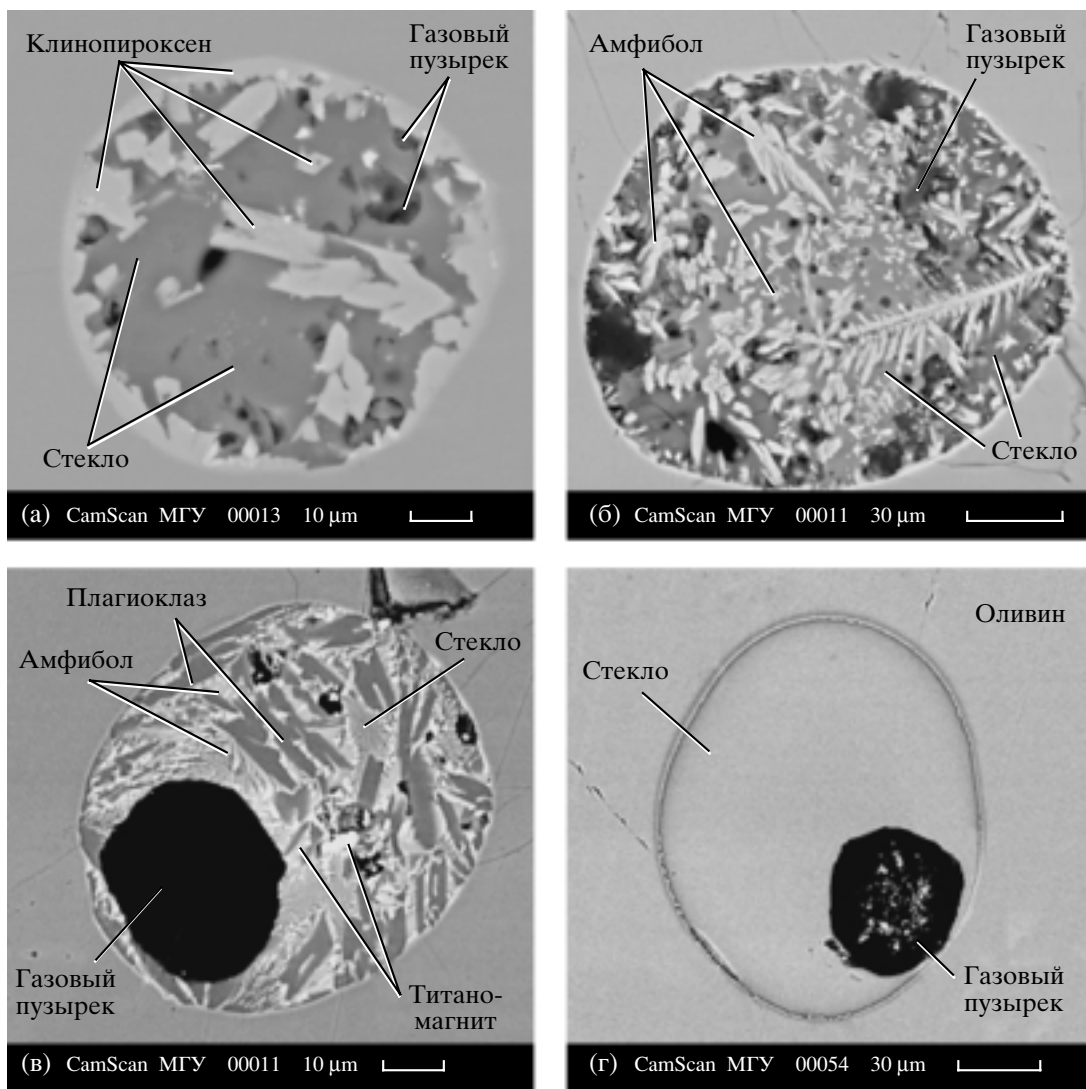


Рис. 7. Расплавные включения в оливинах из алливалитов.

(а–в) – частично раскристаллизованные включения, содержащие клинопироксен и стекло (а), амфибол и стекло (б), плаггиоклаз, амфибол, титаномагнетит и стекло (в); (г) – частично гомогенизированное включение после термометрического эксперимента.

копление в ходе раскристаллизации включения воды, которая, с одной стороны, препятствует кристаллизации плаггиоклаза (Pletchov, Gerya, 1998), а с другой – способствует появлению амфибола, как водосодержащего минерала. Таким образом, наличие амфибола в частично раскристаллизованных включениях свидетельствует о высоких содержаниях воды в данных расплавах.

Для дочерних амфиболов, как и для дочерних клинопироксенов, характерны высокие содержания Al_2O_3 , CaO и присутствие Na_2O и K_2O . По классификации IMA 1997 года (Leake et al., 1997) составы этих амфиболов относятся к ряду чермакит–паргасит (табл. 5). Принято считать, что чермакитовая компонента в амфиболах является признаком высоких давлений (Anderson, Smith,

1995), однако в данном случае повышенное содержание чермакитовой компоненты в амфиболе не связано с высокими давлениями, а является результатом метастабильной кристаллизации, как и для описанных выше дочерних клинопироксенов.

Метод восстановления составов исходных расплавов алливалитов

Составы родоначальных расплавов изученных алливалитов оценивались на основе данных по составу расплавных включений в оливине (табл. 6). Нами использовались экспериментально гомогенизированные первичные расплавные включения размером не менее 20 мкм, не несущие признаков вскрытия и окисления (рис. 7г).

Таблица 2. Составы (мас. %) породообразующих минералов алливалитов

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма	Mg# или An, мол. %
Оливин													
Ks-1 (21)	38.45 (0.22)	–	–	21.79 (0.27)	0.50 (0.07)	37.67 (0.21)	0.20 (0.07)	–	–	–	–	98.66	75.5 (0.3)
Ksud-2 (16)	38.20 (0.27)	–	–	19.25 (0.28)	0.31 (0.06)	41.90 (0.65)	0.21 (0.04)	–	–	–	–	99.97	79.05 (0.5)
Ks-3 (20)	39.26 (0.17)	–	–	17.81 (0.24)	0.39 (0.08)	40.89 (0.21)	0.20 (0.04)	–	–	–	–	98.60	80.4 (0.3)
Си-5 (2)	38.78 (0.03)	–	–	19.28 (0.09)	0.37 (0.13)	40.01 (0.28)	0.18 (0.08)	–	–	–	–	98.62	78.7 (0.2)
С-305/7 (22)	38.46 (0.32)	–	–	19.59 (0.52)	0.34 (0.1)	40.88 (0.32)	0.16 (0.04)	–	–	–	–	99.56	78.8 (0.5)
Kudr-1 (8)	39.07 (0.16)	–	–	19.44 (0.56)	0.48 (0.13)	39.47 (0.42)	0.19 (0.04)	–	–	–	–	98.70	78.3 (0.7)
Kudr-E-03 (12)	38.57 (0.33)	–	–	19.00 (0.35)	0.29 (0.08)	41.61 (0.48)	0.21 (0.04)	–	–	–	–	99.76	79.6 (0.5)
115a (12)	38.31 (0.38)	–	–	21.84 (0.69)	0.37 (0.11)	38.35 (0.47)	0.16 (0.04)	–	–	–	–	99.14	75.8 (0.5)
6636/гп-15 (10)	37.35 (0.32)	–	–	26.45 (0.65)	0.55 (0.20)	34.54 (0.57)	0.14 (0.05)	–	–	–	–	99.07	69.9 (0.5)
6636/гп-18 (9)	38.73 (0.34)	–	–	19.66 (0.49)	0.33 (0.17)	40.22 (0.8)	0.17 (0.05)	–	–	–	–	99.19	78.5 (0.6)
Плагиоклаз													
Ks-1 (7)	43.94 (0.41)	–	35.38 (0.42)	0.72 (0.03)	–	–	19.08 (0.11)	0.81 (0.08)	–	–	–	99.95	92.9 (0.7)
Ksud-2 (13)	43.71 (0.47)	–	35.76 (0.47)	0.54 (0.16)	–	–	19.47 (0.18)	0.55 (0.08)	–	–	–	100.03	95.2 (0.7)
Ks-3 (10)	43.74 (0.32)	–	35.68 (0.2)	0.68 (0.04)	–	–	19.35 (0.2)	0.72 (0.08)	–	–	–	100.17	93.7 (0.7)
Си-5 (9)	44.97 (0.31)	–	35.11 (0.25)	0.57 (0.05)	–	–	18.46 (0.23)	1.18 (0.15)	–	–	–	100.30	89.6 (1.2)
С-305/7 (10)	43.69 (0.42)	–	35.95 (0.39)	0.53 (0.03)	–	–	19.54 (0.15)	0.64 (0.1)	–	–	–	100.36	94.4 (0.9)
Kudr-1 (10)	43.46 (0.33)	–	36.04 (0.31)	0.59 (0.05)	–	–	19.64 (0.14)	0.57 (0.08)	–	–	–	100.31	95.0 (0.7)
Kudr-E-03 (7)	44.59 (0.27)	–	34.46 (0.18)	0.70 (0.14)	–	–	19.23 (0.27)	0.67 (0.14)	–	–	–	99.66	94.1 (1.2)
115a (12)	43.40 (0.33)	–	36.12 (0.42)	0.55 (0.05)	–	–	19.84 (0.23)	0.43 (0.05)	–	–	–	100.28	96.2 (0.4)
6636/гп-15 (12)	43.93 (0.40)	–	35.67 (0.67)	0.61 (0.06)	–	–	19.54 (0.32)	0.63 (0.08)	–	–	–	100.40	94.4 (0.7)
6636/гп-18 (14)	43.38 (0.47)	–	36.13 (0.76)	0.50 (0.07)	–	–	19.96 (0.19)	0.43 (0.05)	–	–	–	100.41	96.2 (0.4)
Клинопироксен													
Ksud-2 (4)	50.85 (0.49)	0.45 (0.11)	3.49 (0.38)	7.02 (0.23)	0.24 (0.10)	15.12 (0.47)	22.24 (0.19)	0.20 (0.13)	–	–	–	99.79	79.3 (1.0)
Kudr-E-03 (3)	46.62 (0.33)	1.55 (0.17)	6.04 (0.36)	13.20 (0.52)	0.24 (0.12)	11.50 (0.79)	20.21 (1.06)	0.31 (0.12)	–	–	–	99.84	60.6 (0.7)
6636/гп-15 (2)	51.05 (0.31)	0.35 (0.10)	3.10 (0.18)	7.66 (0.57)	0.17 (0.04)	15.31 (0.34)	21.71 (0.28)	0.14 (0.18)	–	–	–	99.84	78.1 (1.7)
Ортопироксен													
6636/гп-15 (1)	53.43	0.22	1.24	16.85	0.44	26.33	1.34	0.07	–	–	–	99.92	73.6
Титаномагнетит													
Kudr-E-03 (1)	–	7.71	4.03	84.84	0.15	2.06	–	–	–	0.01	0.35	99.69	
6636/гп-15 (2)	–	7.61 (0.04)	4.90 (0.03)	82.97 (0.40)	0.24 (0.05)	3.20 (0.02)	–	–	–	0.61 (0.21)		99.53	
Хромшпинелид													
Ks-1 (2)	–	2.03 (0.48)	34.53 (2.05)	39.89 (2.23)	0.22 (0.11)	12.11 (0.36)	–	–	–	10.98 (0.37)		99.91	
6636/гп-18 (1)	–	1.34	24.52	47.35	0.43	9.31	–	–	–	16.43		99.77	

Примечание. Здесь и в табл. 3 и 5 в скобках рядом с содержанием указано стандартное отклонение. Прочерки означают, что содержания компонентов ниже чувствительности метода.

В первой колонке в скобках с номером образца указано количество анализов минералов.

Mg# – магнезиальность для оливина и пироксенов, An – содержание анортитовой компоненты в плагиоклазе.

Места отбора образцов см. в табл. 1.

Таблица 3. Составы (мас. %) вкрапленников из базальтов вулкана Головнина

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	
Оливин							
116/1Г (54)	38.68 (0.93)	–	–	20.39 (4.05)	0.30 (0.11)	39.99 (3.27)	
6636/гп-5 (9)	38.73 (0.28)	–	–	20.17 (0.62)	0.41 (0.06)	39.01 (0.49)	
Плаггиоклаз							
116/1Г (8)	47.0 (3.89)	–	32.43 (3.10)	1.00 (0.59)	–	0.10 (0.09)	
Клинопироксен							
6636/гп-5 (1)	52.34	0.15	2.42	6.32	0.31	15.68	
Ортопироксен							
116/1Г (3)	52.07 (1.31)	0.20 (0.07)	1.16 (0.27)	21.95 (5.09)	0.51 (0.13)	20.94 (5.16)	
Хромшпинелид							
116/1Г (5)	–	1.10 (0.83)	28.41 (2.98)	36.86 (5.62)	0.14 (0.07)	10.91 (1.40)	
6636/гп-5 (3)	–	4.04 (1.6)	13.13 (2.63)	64.68 (8.13)	0.31 (0.30)	6.68 (0.86)	
Номер образца	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма	Mg# или An, мол. %
Оливин							
116/1Г (54)	0.19 (0.06)	0.11 (0.09)	0.02 (0.02)	–	–	99.87 (0.08)	77.7 (5.0)
6636/гп-5 (9)	0.15 (0.03)	0.25 (0.10)	0.02 (0.02)	–	–	98.81 (0.10)	77.5 (0.8)
Плаггиоклаз							
116/1Г (8)	17.25 (3.26)	1.74 (1.70)	0.09 (0.06)	–	–	99.84 (0.06)	84.4 (15.3)
Клинопироксен							
6636/гп-5 (1)	22.14	0.37	–	0.26	–	99.99	81.6
Ортопироксен							
116/1Г (3)	2.74 (1.62)	0.12 (0.05)	0.02 (0.02)	–	–	99.82 (0.04)	62.4 (11.6)
Хромшпинелид							
116/1Г (5)	0.05 (0.02)	0.10 (0.12)	0.02 (0.03)	21.98 (2.78)	0.12 (0.04)	99.83 (0.09)	
6636/гп-5 (3)	0.09 (0.08)	0.21 (0.05)	0.01 (0.02)	9.01 (6.62)	–	98.31 (0.42)	

Расплавные включения были гомогенизированы при температурах, выбранных таким образом, чтобы обеспечить полное плавление дочерних фаз во включениях. Эти температуры могли быть как ниже, так и выше реальных температур захвата включений, что приводило к большим вариациям количества оливина, сплавленного со стенок включений в эксперименте, и к отклонениям составов экспериментально закаленных включений от первичных составов. Об этом, в частности, свидетельствует значительный разброс содержаний FeO_{общ} во включениях (10–18 мас. %), существенно превосходящий вариации FeO_{общ} в базальтах Курильских островов и Камчатки. Таким образом, полученные составы включений отражают локальное равновесие расплавов с оливином на границе с включениями при температуре эксперимента и не могут быть прямо интерпретированы как составы исходных расплавов, из которых про-

исходила кристаллизация алливалитового парагенезиса.

Указанная выше проблема интерпретации составов закаленных в эксперименте расплавных включений обычна в петрологической практике (например, Danyushevsky et al., 2000; Портнягин и др., 2005). Для реконструкции составов расплавов Л.В. Данюшевским с соавторами (Danyushevsky et al., 2000) был предложен метод численного моделирования равновесия расплава с оливином-хозяином при независимой оценке исходного содержания FeO во включениях на основе составов пород (Danyushevsky et al., 2000) или моделированием диффузионной зональности в оливине вокруг включений (Danyushevsky et al., 2002b; Портнягин и др., 2005). Отождествление содержаний FeO_{общ} в алливалитах и исходных составах включений невозможно, поскольку валовые составы алливалитов определяются главным образом пропорцией плаггиоклаза и оливина в кумулате и не отражают состав расплава

Таблица 4. Составы (мас. %) минералов основной массы и интерстициального стекла в алливалитах

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Плаггиоклаз								
Ksud-2 (5)	50.58 (0.93)	–	29.88 (0.57)	1.32 (0.25)	–	0.20 (0.04)	14.49 (0.73)	3.23 (0.38)
Kudr-E-03 (3)	53.69 (2.4)	–	27.74 (1.69)	1.44 (0.22)	–	0.24 (0.04)	12.38 (1.51)	4.09 (0.72)
115a (1)	51.95	–	28.67	1.85	–	0.27	13.76	3.17
Клинопироксен								
Ksud-2 (4)	45.53 (1.78)	1.58 (0.16)	7.37 (1.93)	14.51 (1.63)	0.31 (0.08)	10.92 (2.2)	19.12 (3.62)	0.40 (90.12)
Kudr-E-03 (2)	48.74 (0.14)	1.32 (0.32)	2.91 (0.19)	17.74 (0.46)	0.55 (0.02)	12.86 (0.22)	15.23 (0.40)	0.27 (0.19)
115a (1)	48.11	0.99	4.98	17.22	0.47	14.78	12.91	0.12
Титаномагнетит								
Ksud-2 (2)	0.59 (0.34)	7.73 (0.95)	3.92 (1.09)	83.70 (2.19)	0.57 (0.06)	1.39 (0.28)	0.20 (0.08)	–
Kudr-E-03 (2)	0.25 (0.09)	11.51 (6.63)	3.55 (1.90)	78.87 (4.52)	0.44 (0.04)	2.97 (0.74)	0.17 (0.08)	–
Интерстициальные стекла								
Ksud-2 (3)	71.04 (0.94)	0.63 (0.28)	14.87 (0.26)	3.96 (1.04)	0.16 (0.02)	0.47 (0.24)	3.52 (0.35)	3.16 (0.20)
Kudr-E-03 (5)	61.23 (1.2)	1.90 (0.28)	11.29 (0.26)	12.54 (1.04)	0.27 (0.02)	2.02 (0.24)	6.50 (0.35)	2.74 (0.20)
Основная масса								
Ksud-2 (8)	49.44 (0.53)	0.80 (0.12)	18.16 (2.10)	10.29 (1.96)	0.18 (0.06)	4.87 (1.42)	11.42 (1.62)	2.41 (0.31)
Kudr-E-03 (1)	55.75	1.67	15.16	11.18	0.25	2.84	8.02	3.11
115a (2)	51.10 (0.31)	0.80 (0.08)	15.45 (0.07)	12.97 (0.78)	0.25 (0.02)	7.99 (0.00)	9.43 (0.21)	1.60 (0.11)
Андезитовая отточка вокруг алливалита								
Kudr-E-03 (2)	62.73 (0.06)	0.96 (0.11)	15.45 (0.11)	7.55 (0.01)	0.11 (0.04)	1.87 (0.14)	6.62 (0.10)	3.26 (0.19)
Номер образца	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅	S	Cl	Сумма	Mg# или An, мол. %
Плаггиоклаз								
Ksud-2 (5)	0.04 (0.03)	–	–	–	–	–	99.74	71.3 (3.4)
Kudr-E-03 (3)	0.09 (0.02)	–	–	–	–	–	99.69	62.5 (6.8)
115a (1)	0.03	–	–	–	–	–	99.75	70.6
Клинопироксен								
Ksud-2 (4)	–	–	–	–	–	–	99.74	57.0 (4.3)
Kudr-E-03 (2)	–	–	–	–	–	–	99.63	56.4 (1.1)
115a (1)	–	–	–	–	–	–	99.58	60.5
Титаномагнетит								
Ksud-2 (2)	–	0.08 (0.12)	0.51 (0.04)	–	–	–	98.69	
Kudr-E-03 (2)	–	0.16 (0.03)	0.49 (0.09)	–	–	–	98.42	
Интерстициальные стекла								
Ksud-2 (3)	1.37 (0.08)	–	–	0.33 (0.12)	0.03 (0.04)	0.40 (0.13)	99.95	
Kudr-E-03 (5)	0.82 (0.08)	–	–	0.22 (0.12)	0.07 (0.04)	0.21 (0.13)	99.81	
Основная масса								
Ksud-2 (8)	0.25 (0.04)	–	–	0.09 (0.06)	0.13 (0.07)	0.14 (0.06)	98.18	
Kudr-E-03 (1)	0.45	–	–	0.10		0.15	98.68	
115a (2)	0.07 (0.03)	–	–	0.07 (0.01)	0.07 (0.03)	0.04 (0.00)	99.82	
Андезитовая отточка вокруг алливалита								
Kudr-E-03 (2)	0.97 (0.08)	–	–	0.24 (0.04)	0.07 (0.01)	0.08 (0.02)	99.91	

Таблица 5. Составы (мас. %) минералов в раскристаллизованных расплавных включениях

Компо- ненты	Клинопироксен								Амфибол					Pl
	C-305/7	C-305/7	C-305/7	C-305/7	C-305/7	C-305/7	C-305/7	C-305/7	C-305/7	C-305/7	C-305/7	115a	Ks-3	
SiO ₂	38.59	39.26	38.79	39.59	38.76	39.49	37.53	38.79	39.41	39.65	39.38	48.92	42.08	46.87
TiO ₂	1.74	1.56	1.43	1.51	1.42	1.58	2.43	1.74	1.68	1.18	1.31	1.22	1.55	–
Al ₂ O ₃	15.26	14.23	16.10	13.45	14.67	14.30	15.07	14.54	17.34	15.19	15.24	15.86	17.02	33.94
FeO _{общ}	17.00	16.94	17.78	17.49	18.01	15.37	16.64	16.67	19.04	19.03	19.10	16.75	18.80	1.10
MnO	0.14	0.33	0.14	0.25	0.43	0.12	0.14	0.32	0.29	0.25	0.23	0.56	0.24	–
MgO	5.34	6.03	6.50	6.07	5.73	6.07	5.34	5.55	7.74	8.04	7.22	3.71	7.46	0.33
CaO	21.26	21.14	17.77	20.24	19.35	22.24	21.86	21.48	11.49	14.58	15.71	12.75	11.07	17.83
Na ₂ O	0.03	0.11	0.83	0.38	0.80	0.19	0.22	0.13	1.97	1.16	1.19	0.25	2.19	1.46
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	0.14	0.10	0.06	0.44	–	0.01
Сумма	99.4	99.6	99.4	99.0	99.2	99.4	99.2	99.2	99.1	99.2	99.4	100.5	100.4	101.5
Mg# или An, мол. %	35.9	38.8	39.5	38.2	36.2	41.3	36.4	37.2	42.0	42.9	40.2	28.3	73.6	87.1
Si	1.498	1.517	1.490	1.539	1.500	1.523	1.458	1.506	5.769	5.955	6.005	7.182	6.055	
Ti	0.051	0.045	0.041	0.044	0.041	0.046	0.071	0.051	0.185	0.133	0.150	0.135	0.168	
Al ^{IV}	0.502	0.483	0.510	0.461	0.500	0.477	0.542	0.494	2.231	2.045	1.995	0.818	1.945	
Al ^{VI}	0.197	0.165	0.218	0.155	0.169	0.172	0.148	0.172	0.761	0.644	0.744	1.926	0.940	
Fe ³⁺	0.206	0.235	0.271	0.246	0.308	0.227	0.268	0.230	0.914	0.087	0.000	0.000	0.645	
Fe ²⁺	0.346	0.313	0.300	0.323	0.275	0.268	0.273	0.311	1.417	2.304	2.436	2.056	1.617	
Mn	0.005	0.011	0.005	0.008	0.014	0.004	0.005	0.011	0.035	0.032	0.030	0.070	0.029	
Mg	0.309	0.348	0.372	0.352	0.330	0.349	0.309	0.321	1.688	1.801	1.640	0.813	1.601	
Ca	0.884	0.875	0.731	0.843	0.802	0.919	0.910	0.894	1.801	2.346	2.566	2.005	1.706	
Na	0.002	0.008	0.062	0.029	0.060	0.014	0.016	0.010	0.558	0.337	0.352	0.072	0.611	
K	0.002	–	0.003	0.001	–	–	–	–	0.026	0.020	0.012	0.082	–	
O	6	6	6	6	6	6	6	6	23	23	23	23	23	
Катионы	4	4	4	4	4	4	4	4	13	13	13	13	13	
Ts, %	50.2	48.3	51.0	46.1	50.0	47.7	54.2	49.4						

Примечание. Pl – плагиоклаз, Ts, % – количество чермакитовой составляющей в клинопироксоне.

(рис. 3б, 3в). Альтернативный метод моделирования диффузионной зональности также не применим к включениям в алливалитах, поскольку в последних имеет место не потеря FeO_{общ} в результате переуравновешивания с оливином, а, напротив, избыток FeO_{общ}, связанный с плавлением избыточного количества оливина в эксперименте. Таким образом, оба предложенных метода не применимы к изученным в данной работе включениям.

Нами предлагается метод оценки состава расплавных включений, основанный на постулировании одновременной кристаллизации оливина и плагиоклаза в момент захвата расплавного включения, при независимой оценке содержания H₂O во включениях.

В результате проведенного пересчета состава включения на равновесие с оливином-хозяином должно также соблюдаться условие его равнове-

сия с плагиоклазом при той же самой температуре. Как показано на рис. 8а на примере среднего состава расплавных включений в образце Ks-3, в “сухой” системе (H₂O = 0 мас. %) условию котектического равновесия с оливином и плагиоклазом удовлетворяет единственный состав расплава с исходным FeO* = 13.5 мас. %. В случае присутствия в расплаве H₂O, больше влияющей на ликвидусную температуру плагиоклаза, чем оливина (например, Danuyshvsky et al., 2002b), котектический состав смещается в сторону плагиоклаза, т.е. более низких содержаний FeO и MgO (рис. 8б). Если содержание H₂O в расплаве известно, то можно однозначно определить котектический состав расплава и температуру равновесия (рис. 8в). Таким образом, предлагаемый метод позволяет восстановить исходный состав расплавных включений в оливине и условия кристаллизации при из-

Таблица 6. Составы (мас. %) расплавных включений в оливине

Номер образца	Номер включения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Fo, мол. %	Размер включения, мкм
Си-5	Ci11-G1	50.50	0.90	18.79	11.27	0.15	3.81	12.24	2.02	0.14	0.17		78.7	60
Ks-1	G17-1	48.94	0.72	14.06	15.64	0.50	8.45	9.57	1.89	0.16	0.06		75.2	60
Ks-1	18-1G	50.28	0.85	15.55	14.61	0.47	4.69	11.06	2.17	0.21	0.11		75.8	59
Ks-1	G20-1	49.45	0.63	13.85	14.65	0.44	10.13	9.07	1.38	0.32	0.09		75.6	105
Ks-1	G21-1	49.79	0.72	14.84	14.77	0.44	7.27	10.16	1.59	0.24	0.19		75.6	57
Ks-1	G22-1	49.63	0.80	14.16	15.65	0.27	7.98	9.77	1.44	0.27	0.04		75.7	60
Ks-1	G22-2	49.64	0.77	15.17	15.37	0.23	6.90	10.13	1.43	0.28	0.08		75.9	50
Ks-1	G-32-1	51.94	0.90	15.77	14.02	0.46	3.82	10.83	2.00	0.21	0.06		75.3	42
Ks-1	G32-2	53.01	1.09	17.44	12.03	0.27	1.80	11.78	2.27	0.22	0.08		74.9	21
Ks-1	G33-1	50.36	0.75	15.21	14.46	0.41	6.66	10.15	1.66	0.25	0.10		76.0	40
Ks-1	G33-2	49.50	0.72	14.84	14.93	0.33	7.73	9.80	1.69	0.33	0.14		75.7	75
Ks-1	G34-1	50.73	0.81	14.98	14.70	0.38	5.41	10.78	1.91	0.20	0.10	3.00	75.2	60
Ks-1	G34-2	51.08	0.92	16.08	14.23	0.36	3.36	11.24	2.53	0.12	0.10		75.5	30
Ks-1	G35-1	51.15	0.82	14.97	14.76	0.38	5.24	10.45	1.96	0.21	0.06	3.11	75.4	55
Ks-1	G36-1	49.04	0.70	13.75	15.17	0.41	9.72	9.26	1.17	0.56	0.23		75.4	80
Ks-1	G37-1	51.04	0.73	15.24	14.75	0.38	4.63	10.98	2.00	0.22	0.04	3.00	75.4	55
Ks-1	G38-1	49.67	0.82	14.88	14.52	0.45	7.83	9.72	1.51	0.44	0.16		75.2	55
Ks-1	G38-2	50.23	0.66	15.35	13.81	0.24	7.32	9.79	1.94	0.56	0.10		75.7	55
Ks-1	G-39-1	50.34	0.67	13.97	13.95	0.28	9.76	8.74	1.80	0.37	0.12		74.9	110
Ks-3	G-40-1	49.50	0.75	16.30	12.54	0.10	7.35	11.30	1.85	0.24	0.07		80.2	65
Ks-3	G-42-1	49.99	0.89	18.60	11.00	0.28	4.08	12.27	2.41	0.37	0.11		79.7	40
Ks-3	G29-1	49.38	0.94	18.18	11.55	0.16	4.63	12.17	2.55	0.29	0.16		80.7	40
Ks-3	G30-3	50.19	1.01	16.79	11.61	0.17	6.66	11.09	2.08	0.24	0.16		80.1	60
Ks-3	G44-1	48.93	0.59	17.83	10.64	0.36	8.57	11.12	1.65	0.19	0.12		80.6	60
Ks-3	G47-1	49.59	0.96	16.74	11.71	0.25	7.31	11.21	1.78	0.24	0.21	2.92	80.2	60
Ks-3	G51-1	49.07	0.68	15.94	12.05	0.32	8.78	10.65	1.96	0.24	0.30		80.6	60
C-305/7	M1	47.05	0.79	16.82	17.48	0.24	4.48	11.38	1.40	0.13	0.23		79.0	
C-305/7	M2	48.33	0.87	19.35	14.07	0.24	1.99	13.10	1.76	0.16	0.13		79.0	
C-305/7	M3	46.68	0.73	18.09	15.36	0.19	3.95	12.59	2.05	0.14	0.22		78.9	
C-305/7	M4	48.09	0.76	17.54	14.96	0.15	4.17	12.05	1.97	0.12	0.19		79.4	
C-305/7	M5	48.04	0.93	16.93	14.91	0.42	5.24	11.71	1.54	0.14	0.16	3.40	79.2	
C-305/7	M6	49.59	0.86	20.68	11.44	0.19	3.79	11.48	1.65	0.19	0.13		82.3	
C-305/7	M9	46.41	0.49	19.32	12.25	0.25	9.57	10.27	1.05	0.24	0.14		79.0	
C-305/7	M10	48.41	0.83	15.74	14.80	0.05	7.10	10.80	1.93	0.10	0.24	3.02	78.8	
C-305/7	M12	48.90	0.83	16.92	13.71	0.10	5.70	11.56	1.92	0.18	0.16	3.20	79.0	
C-305/7	M13	48.43	0.96	17.72	14.59	0.18	4.02	11.83	1.92	0.15	0.20		78.8	
C-305/7	M16	46.86	0.69	18.73	14.60	0.18	11.02	6.60	0.83	0.27	0.23		78.5	
Kudr-E-03	KudrG67-1	50.82	0.94	20.10	10.77	0.35	2.37	11.98	2.22	0.26	0.20		77.0	30
Kudr-E-03	KudrG69-1	50.50	0.77	18.37	11.95	0.22	3.55	11.95	2.10	0.36	0.23		78.0	35
Kudr-E-03	KudrG71-1	49.98	0.76	17.43	13.10	0.30	5.15	11.21	1.73	0.17	0.17	3.28	78.5	90
Kudr-E-03	KudrG71-2	51.81	0.93	20.20	9.73	0.24	2.02	12.25	2.44	0.27	0.10	2.85	79.0	20
Kudr-E-03	KudrG71-3	51.05	0.89	18.48	11.64	0.27	3.26	11.73	2.31	0.24	0.15		78.5	40
Kudr-E-03	KudrG72-1	50.24	0.85	18.37	12.15	0.10	3.79	11.75	2.45	0.20	0.11		78.5	55
Kudr-E-03	KudrG72-2	50.87	0.82	17.83	10.57	0.47	5.88	10.69	2.20	0.47	0.21		78.3	30

Таблица 6. Окончание

Номер образца	Номер включения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	F _o , мол. %	Размер включения, мкм
115а	115а-G58	48.90	0.72	17.56	14.09	0.35	5.28	11.03	1.92	0.12	0.03		76.3	60
115а	115а-G59	49.43	0.82	19.26	12.60	0.17	3.15	12.29	1.97	0.11	0.22		76.5	45
115а	115а-G60	50.17	0.73	18.95	12.88	0.19	2.81	12.36	1.66	0.11	0.13		75.9	55
115а	115а-G55	50.04	0.85	19.75	11.81	0.35	2.51	12.77	1.74	0.08	0.10		76.0	40
115а	115а-G57	49.34	0.84	18.68	13.69	0.20	3.24	11.93	1.84	0.07	0.18		76.0	90
6636/гп-15	G104-1	57.67	0.87	17.14	10.20	0.31	1.73	8.53	3.18	0.16	0.21		71.1	45
6636/гп-15	G105-1	56.83	0.92	17.24	11.44	0.16	1.63	8.57	2.86	0.15	0.21		70.0	30
6636/гп-15	G105-2	55.40	0.82	16.44	12.72	0.37	2.84	8.42	2.64	0.23	0.13		69.8	40
6636/гп-15	G106-1	53.64	1.01	16.28	14.10	0.36	3.58	7.87	2.74	0.09	0.31		69.9	80
6636/гп-15	G111-1	56.47	0.91	17.09	12.06	0.34	2.04	8.07	2.67	0.21	0.13		70.2	50
6636/гп-18	G-114-1	49.48	0.76	16.65	13.93	0.06	5.95	11.63	1.31	0.10	0.13		78.0	100
6636/гп-18	G117-2	50.11	0.79	18.70	12.94	0.33	2.83	12.29	1.64	0.11	0.25		77.7	30
6636/гп-18	G-118-1	48.88	0.60	16.52	14.12	0.15	8.19	10.17	1.09	0.14	0.15	1.11	78.4	70

Примечание. Анализы пересчитаны на 100% без учета содержания H₂O.

F_o – магнезиальность оливина-хозяина.

вестном содержании H₂O в расплаве и доказанном факте совместной кристаллизации оливина и плагиоклаза на момент захвата включения. Точность метода лимитируется исключительно адекватностью описания равновесия оливина и плагиоклаза с расплавом в присутствии переменных количеств H₂O существующими численными моделями (рис. 8).

Кумулятивные структуры, сложенные главным образом оливином и плагиоклазом, и наличие включений одного минерала в другом однозначно свидетельствуют о совместной кристаллизации плагиоклаза и оливина при образовании алливалитов (рис. 2). Измеренные максимальные содержания H₂O во включениях стабильны для разных образцов (3–3.5 мас. %; табл. 6) и, вероятно, близки к первичным содержаниям, существовавшим в момент захвата включений. Таким образом, оба условия, необходимых для применения описанного выше метода, выполняются в случае алливалитов, и исходные составы включений могут быть восстановлены с высокой достоверностью. Расчет котектических составов при H₂O = 3–3.5 мас. % был проведен для усредненных составов включений из каждого образца. Результаты представлены в табл. 7 и на рис. 10. Коррекция составов всех расплавных включений была проведена методом обратного фракционирования до равновесия с минералом-хозяином (Danyushevsky et al., 2002b), где FeO_{общ} определялось по методике, описанной выше (модель равновесия оливин–расплав (Ford, 1983)), фугитивность кислорода принималась на уровне NNO + 1. Скорректированные составы расплавных включений представлены в табл. 8. Они лежат в

диапазоне 45–55 мас. % SiO₂ и 4.2–9.0 мас. % MgO и отражают широкий спектр составов оливинов (F_{o69–81}). Составы полученных расплавов в целом соответствуют полям интерстициальных масс в алливалитах (рис. 9). Содержания MgO, CaO, Al₂O₃ показывают положительные корреляции, тогда как концентрация SiO₂ имеет обратную зависимость от магнезиальности оливина-хозяина. Это хорошо согласуется с представлениями об одновременной кристаллизации оливина и плагиоклаза.

Температура образования алливалитов

Температуры кристаллизации были оценены по температуре равновесия оливина–хозяина с расплавом в расплавном включении с использованием модели оливин–расплав (Danyushevsky, 2001) при фугитивности кислорода на уровне буфера NNO + 1 при 3–3.5 мас. % H₂O. Полученные температуры лежат в диапазоне 970–1080°C (табл. 8), что существенно ниже температур, полученных экспериментально О.Б. Селянгиным (1975) для расплавных включений в минералах алливалитов Малого Семейчика (1430–1180°C). Нам удалось достичь полной гомогенизации расплавного включения в оливине из алливалита (обр. 115а, вулкан Головина) в термометрическом эксперименте с визуальным контролем при температуре 1243 ± 10°C (время эксперимента 6 мин при T > 1000°C). Завышенные (по сравнению с расчетными) экспериментальные температуры могут быть следствием значительной потери воды включениями в ходе эксперимента. Однако появления магнетита, как правило сопро-

вождающего потерю воды во время эксперимента, не наблюдалось. Для 16 включений в оливине из образца С-305/7 (вулкан Заварицкого) были проведены термометрические эксперименты с визуальным контролем. В 7 экспериментах удалось достичь полной гомогенизации включений в диапазоне температур 1107–1132°C. Фролова и др. (2000) приводят данные по гомогенизации некоторых расплавных включений в минералах этого же образца при температурах 1050–1100°C. Минимальные температуры гомогенизации для образца С-305/7 доказывают хорошую сохранность включений в этом образце в отношении флюида, что подтверждается высокими измеренными содержаниями воды (3.0–3.4 мас. %) в стеклах этих включений (табл. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

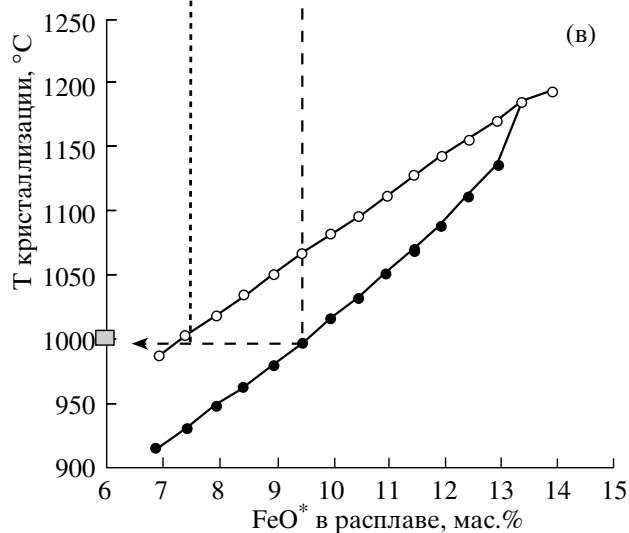
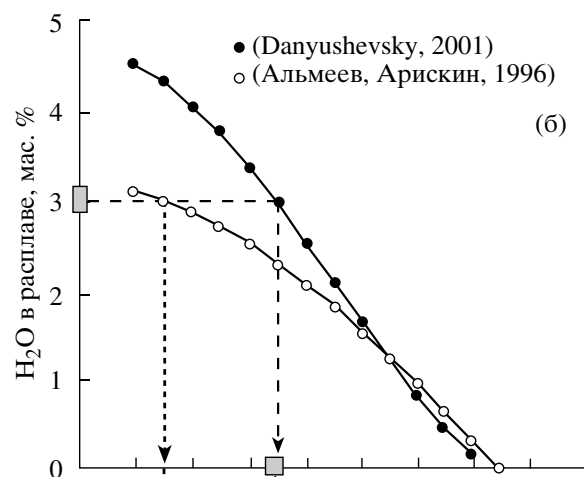
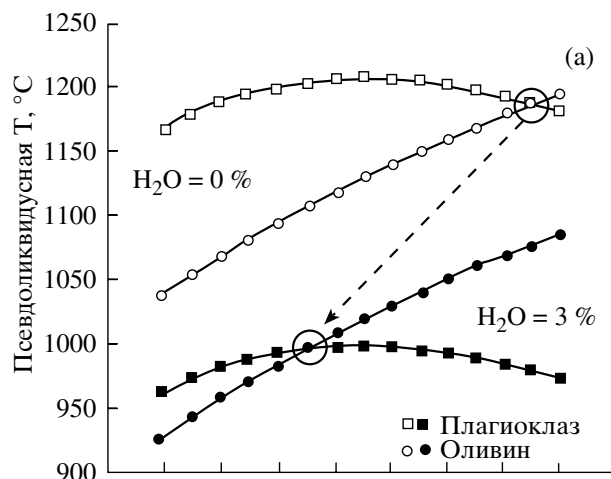
Анализы алливалитов приведены во многих работах (Богоявленская, Эрлих, 1969; Вольнец и др., 1978; Дриль, 1988; Шеймович, 1966; Селягин, 1974; Фролова и др., 2000). Как видно на диаграммах (рис. 10), валовые составы алливалитов

Рис. 8. Иллюстрация метода определения исходного котектического состава расплава, захваченного во включение в оливине, на примере среднего состава расплавных включений образца Ks-1.

(а) – расчетные псевдоликвидусные температуры оливина (Ford et al., 1983) и плагиоклаза (Ariskin et al., 1993) для составов расплава во включении, пересчитанных при различном исходном содержании FeO^* (Danyushevsky et al., 2000) и различном содержании воды в расплаве (1 и 3 мас. %). Поправки ликвидусных температур на влияние воды сделаны по Danyushevsky, (2001). Котектические составы, при которых псевдоликвидусные температуры минералов равны, обведены кружком. Пунктирная стрелка демонстрирует смещение котектических составов в область более низких значений FeO^* при повышении содержания воды в расплаве.

(б) – котектические содержания H_2O и FeO^* , рассчитанные по двум альтернативным моделям (Danyushevsky, 2001; Альмеев, Арискин, 1996). Измеренное содержание H_2O в расплаве (3 мас. %) позволяет оценить исходное содержание FeO^* (9.5 мас. % по модели (Danyushevsky et al., 2001)) и, соответственно, содержания других компонентов. Модель Альмеева и Арискина (1996) предсказывает меньшие исходные содержания FeO^* (7.5 мас. %), которые не соответствуют составам типичных низкокальциевых базальтов Камчатки и Курильских островов ($\text{FeO}^* = 9\text{--}11$ мас. %). Исходные содержания FeO^* , рассчитанные по модели (Danyushevsky, 2001), хорошо совпадают с составами пород, что послужило основанием для использования этой модели в нашей работе.

(в) – зависимость температур котектической кристаллизации от содержания FeO^* при переменных количествах H_2O в расплаве. Рисунок иллюстрирует, что содержания H_2O и FeO^* в котектическом расплаве позволяют оценить температуру равновесия. Оценки температур, сделанные по разным моделям (Danyushevsky, 2001; Альмеев, Арискин, 1996), для рассматриваемого примера идентичны.



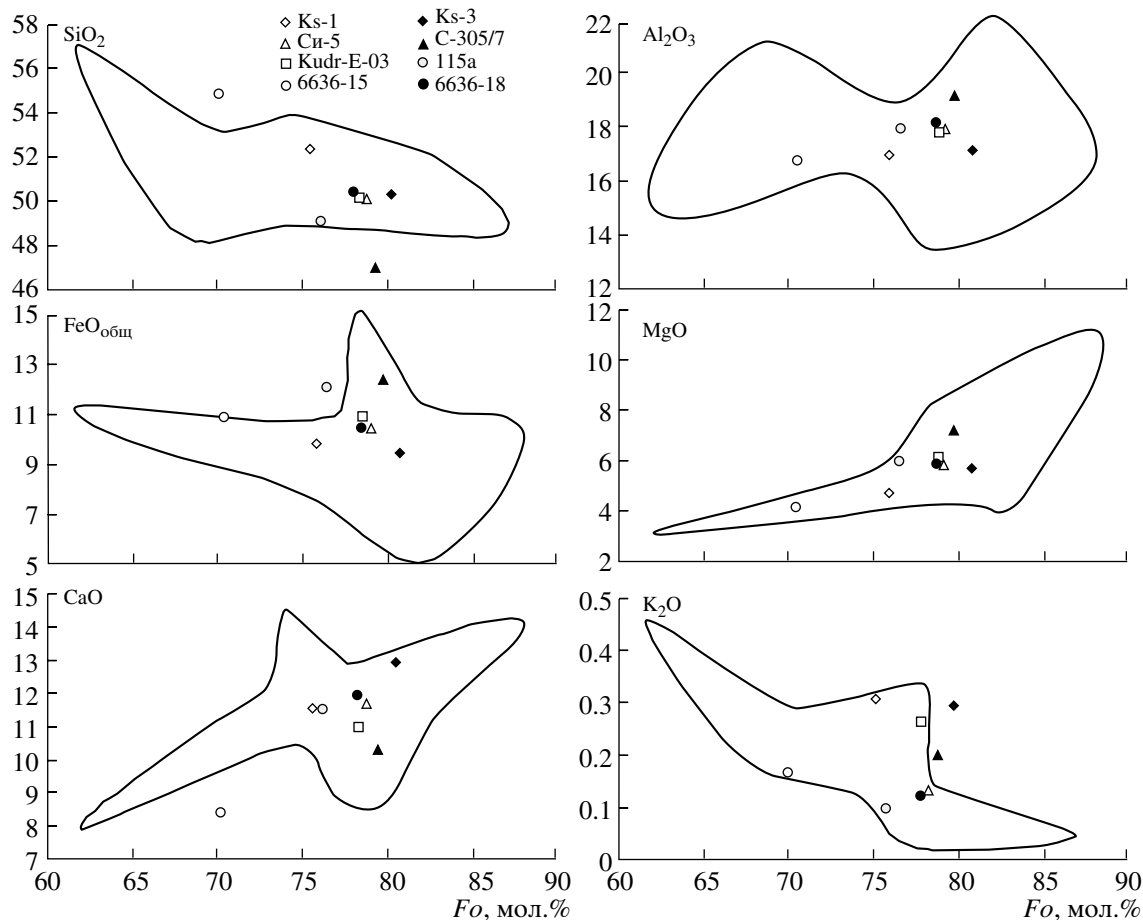


Рис. 9. Зависимость содержаний (мас. %) химических элементов в расплавных включениях от магнезиальности оливина-хозяина.

Места отбора образцов смотри в табл. 1. Показано поле составов интерстициальных масс алливалитов. Состав оливина, равновесный с составом интерстициальных масс, рассчитан по программе Petrolog.

имеют значительные вариации по содержанию тех компонентов, которые входят в состав оливина и плагиоклаза, главных породообразующих минералов (Al_2O_3 , MgO , FeO и CaO). Такие вариации объясняются существенными колебаниями пропорций оливина и плагиоклаза в разных образцах алливалитов.

Многие исследователи (например, Фролова и др., 2000) отмечают выдержанность состава оливина и плагиоклаза для всех алливалитов и выделяют устойчивый парагенезис $Fo_{78-81}-An_{92-96}$. Изучение более представительной коллекции образцов показало, что выдержанность составов минералов сохраняется только в пределах одного отдельно взятого образца. Например, среди алливалитов вулкана Ксудач нами было изучено несколько образцов, в каждом из которых состав оливина выдержан в интервале одного-двух номеров форстеритовой составляющей. Однако в различных образцах состав оливина варьирует от Fo_{81} до Fo_{75} . Состав плагиоклаза при этом меняется от An_{96} до An_{89} . В целом наблюдается положи-

тельная корреляция между магнезиальностью оливина и кальциевостью плагиоклаза, слагающих алливалиты (рис. 3).

Свидетельства магматического происхождения алливалитов

Наличие многочисленных первичных расплавных включений в оливине, плагиоклазе и клинопироксене (Фролова и др., 2000; данная работа) однозначно свидетельствует о кристаллизации минералов алливалитов из расплава. Кроме расплавных включений, в оливинах отмечаются твердофазные включения плагиоклаза, клинопироксена, хромшпинелида и титаномагнетита, а в плагиоклазе – включения оливина. Наличие включений оливина в плагиоклазе и плагиоклаза в оливине говорит об их совместной кристаллизации.

О магматической природе минералов алливалитов также свидетельствуют высокие содержания CaO в оливине (0.1–0.3 мас. %) и FeO^*

Таблица 7. Котектические составы (мас. %) расплавов в алливалитах

Компоненты	Ксудач		Ильинский	Заварицкого	Кудрявый	Головнина		
	Кs-1	Кs-3	Си-5	С-305/7	Kudr-E-03	115a	6636/гп-15	6636/гп-18
Средние составы расплавных включений								
SiO ₂	50.69	49.54	49.47	46.27	50.24	48.08	54.97	49.41
TiO ₂	0.81	0.80	0.88	0.82	0.84	0.77	0.87	0.72
Al ₂ O ₃	15.33	16.34	18.41	18.87	18.49	18.27	17.15	17.26
FeO _{общ}	14.38	11.25	11.04	14.53	11.30	12.62	12.23	13.64
MnO	0.37	0.26	0.15	0.24	0.28	0.24	0.33	0.18
MgO	6.16	6.68	3.73	6.05	3.68	3.29	2.07	5.65
CaO	10.38	12.32	11.99	10.18	11.53	11.71	8.63	11.34
Na ₂ O	1.86	1.99	1.98	1.46	2.19	1.77	2.89	1.34
K ₂ O	0.28	0.28	0.14	0.21	0.28	0.10	0.17	0.12
P ₂ O ₅	0.11	0.21	0.17	0.22	0.17	0.13	0.19	0.18
Cr ₂ O ₃	0.05	0.67	2.07	0.68	1.27	2.99	0.91	0.40
Сумма	100.41	100.33	100.03	99.53	100.25	99.98	100.41	100.24
<i>Fo</i> (мол. %)	75.5	80.3	78.7	79.3	78.2	76.1	70.2	78.1
<i>An</i> (мол. %)	92.9	93.7	89.6	94.4	94.1	96.2	94.4	96.2
Котектические составы при H ₂ O = 3–3.5 мас. %								
SiO ₂	52.47	50.42	50.17	47.18	50.21	49.22	54.98	50.47
TiO ₂	0.90	0.84	0.86	0.84	0.81	0.76	0.85	0.76
Al ₂ O ₃	17.09	17.26	18.08	19.31	17.74	17.98	16.77	18.2
FeO _{общ}	9.97	9.53	10.52	12.50	11.04	12.05	11.03	10.54
MnO	0.41	0.27	0.15	0.25	0.27	0.24	0.32	0.19
MgO	4.86	5.84	5.97	7.30	6.09	6.00	4.19	5.92
CaO	11.57	13.01	11.78	10.41	11.07	11.52	8.44	11.96
Na ₂ O	2.07	2.10	1.94	1.49	2.10	1.74	2.83	1.41
K ₂ O	0.31	0.30	0.14	0.21	0.27	0.10	0.17	0.13
P ₂ O ₅	0.12	0.22	0.17	0.23	0.16	0.13	0.19	0.19
<i>T</i> (H₂O) Dan	970	999	1003	1048	1018	1005	982	996
H₂O calc (Dan)	3.2	3.0	3.3	3.0	3.0	3.2	3.2	3.21
Fe ₂ O ₃	2.22	2.12	2.34	2.78	2.45	2.68	2.45	2.34
FeO	7.97	7.62	8.41	10.00	8.83	9.64	8.82	8.43

Примечание. *Fo*, *An* – средняя магнезиальность оливина и среднее содержание анортитовой компоненты в плагиоклизе для конкретного образца; *T*(H₂O) Dan – температура котектической кристаллизации оливина и плагиоклаза из родоначального расплава алливалита, рассчитанная с использованием модели (Danyushevsky, 2001); H₂O calc (Dan) – содержание воды в котектическом расплаве; Fe₂O₃, FeO – расчетные содержания 2- и 3-валентного железа в расплаве для фугитивности кислорода на уровне NNO + 1.

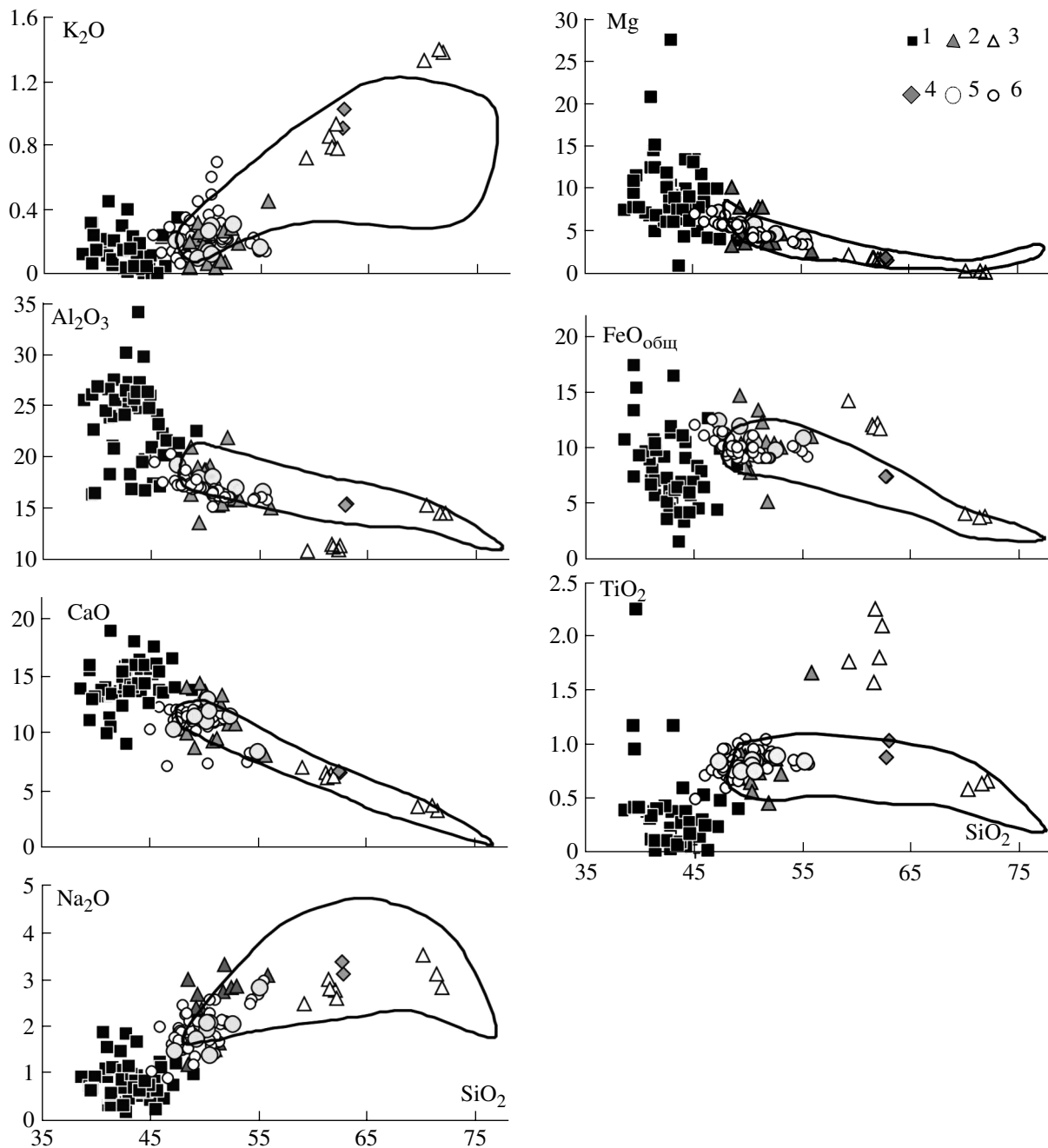


Рис. 10. Петрохимические диаграммы.

1 – алливалиты по данным (Богоявленская, Эрлих, 1969; Волюнец и др., 1978; Дриль, 1988; Селянгин, 1974; Фролова и др., 2000; Шеймович, 1966); 2 – интерстициальная раскристаллизованная масса; 3 – интерстициальное стекло; 4 – мелкокристаллическая оторочка алливалита (Кудрявый); 5 – котектические составы расплавных включений (средние по образцам); 6 – составы расплавных включений, пересчитанные по их котектическим составам. Показано поле составов вулканитов Камчатки и Курил по данным (Действующие вулканы ..., 1991; Дриль, 1988; Пополитов, Волюнец, 1981; Фролова, 2000; Bailey et al., 1987; Gorshkov, 1970; Ostapenko et al., 1967; Zharinov, 1988). Содержание оксидов в мас. %.

(0.5–1.85 мас. %) в плагиоклазе (табл. 2, 3). Оливин мантийных перидотитов и метаморфических пород содержит менее 0.1% мас. CaO, тогда как магматический оливин обычно содержит более 0.15 мас. % CaO (Simkin, Smith, 1970). Высокие содер-

жания CaO в оливине алливалитов (0.17–0.21 мас. %) свидетельствуют о его кристаллизации из расплава. Для плагиоклаза подобным репером можно считать вхождение Fe^{3+} в его структуру. На рис. 6 показаны поля составов плагиоклаза из вулкани-

Таблица 8. Составы (мас. %) расплавных включений, пересчитанные с учетом эффекта потери железа в программе Petrolog по средним котектическим расплавам

Номер образца	Номер включения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	T, °C	log f _{O₂}	dNNO	Fo	An	Ol, %	Pl, %
Си-5	Ci11-G1	48.66	0.85	17.49	1.48	8.58	0.14	5.78	11.43	1.89	0.14	0.16	3.40	1004.4	-9.16	-0.6	78.1	87.3	31	69
Ks-1	G17-1	50.31	0.86	16.54	1.59	8.27	0.60	4.67	11.31	2.25	0.20	0.07	3.34	972.7	-9.65	-0.7	74.4	81.0	21	79
Ks-1	18-1G	50.42	0.90	16.25	1.64	8.24	0.50	4.77	11.61	2.29	0.23	0.12	3.04	979.7	-9.54	-0.6	75.0	79.7	25	75
Ks-1	G20-1	51.08	0.76	16.67	1.43	8.45	0.54	4.87	10.95	1.68	0.39	0.11	3.07	982.0	-9.51	-0.6	74.4	87.8	26	74
Ks-1	G21-1	50.64	0.81	16.56	1.47	8.41	0.50	4.85	11.39	1.79	0.27	0.22	3.08	979.0	-9.55	-0.6	74.6	86.1	25	75
Ks-1	G22-1	51.33	0.95	16.65	1.35	8.03	0.32	4.64	11.54	1.70	0.32	0.05	3.12	970.2	-9.69	-0.6	74.6	87.4	24	76
Ks-1	G22-2	50.56	0.87	16.94	1.43	8.44	0.26	4.92	11.36	1.61	0.31	0.09	3.20	979.6	-9.54	-0.6	74.8	89.3	24	76
Ks-1	G-32-1	51.99	0.93	16.21	1.41	7.98	0.48	4.51	11.18	2.07	0.22	0.06	2.97	972.4	-9.66	-0.6	74.2	81.8	26	74
Ks-1	G32-2	51.53	1.05	16.47	1.47	7.95	0.25	4.40	11.18	2.16	0.21	0.08	3.26	965.7	-9.77	-0.7	73.9	81.7	21	79
Ks-1	G33-1	50.99	0.82	16.60	1.45	8.38	0.45	4.93	11.12	1.82	0.27	0.11	3.05	984.7	-9.46	-0.6	75.0	85.8	26	74
Ks-1	G33-2	50.29	0.81	16.60	1.67	8.73	0.37	5.08	10.99	1.90	0.37	0.16	3.01	992.9	-9.33	-0.6	74.9	84.9	26	74
Ks-1	G34-1	51.46	0.89	16.24	1.41	7.93	0.42	4.45	11.75	2.08	0.22	0.11	3.04	965.1	-9.78	-0.6	74.1	81.8	25	75
Ks-1	G34-2	50.88	0.95	16.37	1.53	7.83	0.37	4.45	11.50	2.60	0.13	0.11	3.29	968.0	-9.73	-0.7	74.8	76.8	20	80
Ks-1	G35-1	51.90	0.89	16.16	1.42	7.97	0.41	4.54	11.33	2.13	0.23	0.07	2.94	973.5	-9.64	-0.6	74.4	81.0	26	74
Ks-1	G36-1	50.93	0.87	16.80	1.34	8.00	0.51	4.58	11.36	1.44	0.70	0.28	3.20	965.4	-9.77	-0.7	74.3	91.3	23	77
Ks-1	G37-1	51.57	0.78	16.20	1.40	7.97	0.41	4.51	11.73	2.14	0.23	0.04	2.99	969.6	-9.70	-0.6	74.3	81.0	26	74
Ks-1	G38-1	50.48	0.94	16.78	1.52	8.33	0.52	4.74	11.00	1.71	0.50	0.19	3.30	973.9	-9.64	-0.7	74.3	87.8	22	78
Ks-1	G38-2	50.49	0.73	16.60	1.74	8.66	0.26	5.01	10.62	2.11	0.61	0.11	3.06	998.0	-9.26	-0.6	75.0	82.6	25	75
Ks-1	G-39-1	51.70	0.80	16.47	1.56	8.32	0.33	4.63	10.33	2.14	0.44	0.15	3.13	984.8	-9.46	-0.6	73.9	82.0	24	76
Ks-3	G-40-1	49.39	0.80	17.24	1.31	7.96	0.11	5.86	11.98	1.97	0.26	0.08	3.04	1014.6	-9.00	-0.5	79.8	85.6	48	52
Ks-3	G-42-1	48.22	0.84	17.38	1.61	8.34	0.26	5.81	11.51	2.27	0.35	0.11	3.31	1014.4	-9.01	-0.6	79.1	83.0	23	77
Ks-3	G29-1	48.05	0.91	17.46	1.55	8.03	0.16	5.94	11.73	2.47	0.28	0.16	3.28	1020.3	-8.92	-0.5	80.3	81.1	32	68
Ks-3	G30-3	49.57	1.05	17.13	1.43	7.95	0.18	5.72	11.35	2.14	0.25	0.17	3.07	1015.0	-9.00	-0.5	79.4	83.6	24	76
Ks-3	G44-1	47.86	0.60	18.02	1.45	8.90	0.36	6.56	11.26	1.69	0.20	0.12	2.98	1036.4	-8.68	-0.5	79.8	90.9	28	72
Ks-3	G47-1	49.05	1.01	17.31	1.37	8.03	0.26	5.80	11.64	1.86	0.25	0.23	3.18	1009.2	-9.08	-0.6	79.4	87.2	24	76
Ks-3	G51-1	49.00	0.75	17.21	1.37	8.03	0.35	5.93	11.54	2.14	0.26	0.33	3.09	1017.6	-8.96	-0.5	79.8	83.9	25	75
C-305/7	M1	47.45	0.84	17.60	1.65	9.22	0.25	6.25	11.94	1.48	0.14	0.25	2.93	1020.5	-8.91	-0.5	78.2	92.5	28	72
C-305/7	M2	46.94	0.81	17.77	1.70	9.20	0.22	6.19	12.08	1.63	0.15	0.13	3.18	1017.8	-8.95	-0.5	78.3	91.1	26	74
C-305/7	M3	45.93	0.72	17.61	1.99	9.46	0.19	6.31	12.30	2.02	0.14	0.22	3.13	1025.2	-8.84	-0.5	78.5	86.2	26	74
C-305/7	M4	47.59	0.76	17.49	1.62	8.78	0.16	6.00	12.06	1.98	0.13	0.20	3.23	1014.9	-9.00	-0.6	78.7	86.3	24	76

Таблица 8. Окончание

Номер образца	Номер включения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	T, °C	log <i>f</i> _{O₂}	dNNO	<i>Fo</i>	<i>An</i>	<i>Ol</i> , %	<i>Pl</i> , %
C-305/7	M5	47.90	0.96	17.44	1.51	8.64	0.43	6.01	12.10	1.60	0.14	0.16	3.10	1010.0	-9.07	-0.5	78.7	90.6	44	56
C-305/7	M6	47.90	0.81	18.88	1.29	8.64	0.18	7.06	10.48	1.53	0.18	0.12	2.94	1054.3	-8.42	-0.4	81.5	94.8	27	73
C-305/7	M9	45.09	0.50	19.55	1.77	10.57	0.25	7.12	10.39	1.07	0.24	0.15	3.30	1045.6	-8.55	-0.5	78.2	97.3	27	73
C-305/7	M10	48.80	0.91	17.21	1.49	8.26	0.06	5.65	11.85	2.12	0.11	0.27	3.27	1005.2	-9.14	-0.6	78.5	84.1	48	52
C-305/7	M12	48.49	0.86	17.32	1.53	8.49	0.11	5.77	11.88	1.97	0.19	0.17	3.22	1008.8	-9.09	-0.6	78.4	85.9	33	67
C-305/7	M13	47.74	0.96	17.49	1.66	8.77	0.19	5.87	11.72	1.91	0.15	0.21	3.34	1008.6	-9.09	-0.6	78.2	87.2	23	77
C-305/7	M16	46.59	0.77	20.44	1.75	11.11	0.20	7.52	7.15	0.92	0.29	0.26	3.00	1073.1	-8.16	-0.4	77.5	97.3	28	72
Kudr-E-03	KudrG67-1	48.02	0.82	17.35	2.01	9.71	0.30	6.09	10.36	1.94	0.22	0.18	3.00	1024.9	-8.85	-0.5	76.6	86.5	36	64
Kudr-E-03	KudrG69-1	48.82	0.73	17.10	1.69	8.91	0.21	5.82	11.16	1.97	0.34	0.22	3.05	1013.4	-9.02	-0.5	77.4	85.4	34	66
Kudr-E-03	KudrG71-1	49.17	0.76	17.21	1.54	8.94	0.30	5.98	11.10	1.73	0.17	0.17	2.93	1016.0	-8.98	-0.5	77.6	88.4	28	72
Kudr-E-03	KudrG71-2	48.91	0.81	17.41	1.65	8.85	0.21	6.06	10.59	2.13	0.24	0.09	3.05	1025.9	-8.83	-0.5	78.4	84.5	28	72
Kudr-E-03	KudrG71-3	49.30	0.83	17.07	1.68	8.77	0.25	5.80	10.87	2.15	0.23	0.14	2.92	1022.0	-8.89	-0.5	77.8	83.4	27	73
Kudr-E-03	KudrG72-1	48.64	0.80	17.19	1.77	8.89	0.10	5.96	11.03	2.30	0.19	0.11	3.02	1022.7	-8.88	-0.5	78.1	82.0	35	65
Kudr-E-03	KudrG72-2	49.29	0.80	17.14	1.71	8.73	0.45	5.76	10.30	2.14	0.45	0.21	3.01	1022.7	-8.88	-0.5	77.7	83.8	26	74
115a	115a-G58	47.93	0.71	17.32	1.98	9.74	0.35	5.89	10.92	1.91	0.12	0.03	3.10	1016.6	-8.97	-0.5	76.0	86.7	39	61
115a	115a-G59	47.41	0.74	17.46	1.99	9.83	0.15	6.00	11.17	1.80	0.10	0.20	3.13	1016.7	-8.97	-0.5	76.2	88.3	46	54
115a	115a-G60	48.39	0.68	17.49	1.70	9.48	0.17	5.59	11.43	1.54	0.11	0.12	3.30	998.4	-9.25	-0.6	75.2	91.5	41	59
115a	115a-G55	47.69	0.77	17.56	1.85	9.71	0.31	5.74	11.38	1.56	0.07	0.08	3.28	1003.6	-9.17	-0.6	75.4	91.4	34	66
115a	115a-G57	47.75	0.79	17.38	1.98	9.84	0.18	5.88	11.13	1.73	0.07	0.16	3.11	1012.6	-9.03	-0.5	75.6	88.9	44	56
6636/гп-15	G104-1	55.53	0.83	15.97	1.53	7.94	0.29	3.64	7.97	2.98	0.15	0.20	2.97	979.6	-9.54	-0.6	69.8	71.9	25	75
6636/гп-15	G105-1	54.91	0.87	16.19	1.62	8.32	0.15	3.67	8.05	2.70	0.15	0.20	3.16	976.7	-9.59	-0.6	68.8	75.3	23	77
6636/гп-15	G105-2	54.32	0.81	16.06	1.77	8.63	0.36	3.81	8.24	2.60	0.23	0.13	3.04	979.6	-9.54	-0.6	68.6	76.0	25	75
6636/гп-15	G106-1	52.46	1.00	15.83	2.32	9.61	0.36	4.61	7.66	2.69	0.09	0.31	3.06	971.7	-9.67	-0.6	69.3	74.4	27	73
6636/гп-15	G111-1	54.66	0.87	16.09	1.75	8.77	0.33	4.01	7.60	2.54	0.20	0.13	3.06	982.2	-9.50	-0.6	69.0	76.7	25	75
6636/гп-18	G-114-1	49.38	0.81	17.34	1.33	8.60	0.06	5.57	12.15	1.38	0.11	0.14	3.13	990.5	-9.37	-0.6	76.9	93.2	26	74
6636/гп-18	G117-2	48.62	0.75	17.47	1.48	8.94	0.31	5.72	11.52	1.56	0.11	0.24	3.30	999.1	-9.24	-0.6	76.8	91.3	24	76
6636/гп-18	G-118-1	49.12	0.67	17.97	1.33	9.02	0.17	5.98	11.08	1.20	0.16	0.17	3.14	1010.0	-9.07	-0.5	77.2	97.1	24	76

Примечание. *T* – температура котектической кристаллизации оливина и плагиоклаза; log *f*_{O₂} – фугитивность кислорода; dNNO – отклонение *f*_{O₂} от значения буфера NNO в логарифмических единицах; *Fo* – магнезиальность оливина, кристаллизующегося из расплава; *An* – номер плагиоклаза, кристаллизующегося из расплава; *Ol* – содержание оливина в кумulate; *Pl* – содержание плагиоклаза в кумulate. Суммы анализов приведены к 100%.

ческих, интрузивных и метаморфических пород. Составы плагиоклаза из алливалитов попадают в поле магматических плагиоклазов.

Ревизия гипотез происхождения алливалитов

Алливалиты в целом контрастны по составу вулканическим породам, в которых они обнаруживаются. Алливалиты существенно обогащены Al_2O_3 , CaO, MgO и обеднены SiO_2 по сравнению с низкокальциевыми островодужными вулканитами (рис. 10). Можно предположить, что такие различия составов обусловлены либо существованием специфического расплава, либо процессами фракционирования при кристаллизации, с сепарацией и кумуляцией оливина и плагиоклаза.

Некоторые исследователи (например, Сывороткин, 1996) предполагали существование специфического алливалитового расплава ультраосновного состава, который отделялся от базальтового вследствие ликвационных процессов. При таком механизме труднообъяснимы полосчатые текстуры некоторых алливалитов, в которых границы включений явно секут полосчатость. В данной работе мы показали, что расплавные включения в минералах алливалитов отвечают составам базальтов и значительно отличаются от валовых составов алливалитов. Таким образом, предположение о специфическом расплаве, формирующем алливалиты, оказалось несостоятельным. Родоначальные расплавы алливалитов, составы которых определены по расплавным включениям в оливине, образуют единый тренд с сериями вулканических пород (рис. 10) и относятся к тем же низкокальциевым островодужным толеитам. Они совпадают с наиболее магнезиальными (наименее фракционированными) разновидностями пород по всем компонентам (за исключением Al_2O_3 и MgO). Такие соотношения составов расплавов и вулканитов свидетельствуют о том, что образование оливин-плагиоклазовых кумулятов происходило только на самых ранних стадиях фракционирования магм в магматической камере.

Амма-Миясака и Накагава (Amma-Miyasaka, Nakagawa, 2002), изучая алливалиты вулкана Миякеджима (Изу-Бонинская островная дуга), называли их сростками М-типа, т.е. сложенными мегакристами. Они отмечали в них следы твердофазовых деформаций и перекристаллизации: структуры типа kink-band оливинов, сферическая форма включений оливина в плагиоклазе и выравнивание зональности в плагиоклазах. Эти авторы считали, что такие процессы требуют значительного времени и происходили в кумулятивном горизонте магматической камеры. Возможность выравнивания зональности в плагиоклазах алливалитов нам представляется сомнительной, так как коэффициенты диффузии CaAl-NaSi в плагиоклазе слишком малы (Grove,

Baker, 1984). Кроме того, в изученных нами образцах алливалитов составы твердофазных включений оливина в плагиоклазе и плагиоклаза в оливине совпадают с составами крупных зерен. Это свидетельствует о том, что составы минералов не претерпевали существенных изменений в результате перекристаллизации. Если бы алливалиты представляли собой фрагменты отдельной интрузии троктолитового состава, как предполагается в работе (Amma-Miyasaka, Nakagawa, 2002), то составы расплавов в расплавных включениях были бы более разнообразны и значимо отличались от составов вулканитов. Кроме того, сосуществующие железистый оливин и высококальциевый плагиоклаз не характерны для троктолитовых интрузий в целом (например, Lundgaard et al., 2002).

В работе Ю. Масуренкова (1974) обсуждалась возможность образования оливин-анортитовых нодулей путем перекристаллизации ксенолитов амфиболсодержащих вмещающих пород за счет реакции разложения амфибола с одновременным выносом натрия. Такому механизму образования алливалитов противоречит обилие первичных расплавных включений в минералах алливалитов, выдержанность составов расплавов в расплавных включениях и их соответствие составам вулканических серий. При процессах замещения ксенолитов оливин-анортитовым агрегатом неизбежно оставались бы реликты первичных минералов, следы реакционного замещения, выраженные в зональности минералов и в вариациях их состава. В этом случае также следовало бы ожидать находки ксенолитов вмещающих пород с каймами оливин-анортитовых агрегатов.

О.Н. Вольнец и др. (1978) рассматривали версию о мантийном происхождении алливалитов, как реститов от выплавки базальтовых расплавов. При плавлении мантийных лерцолитов в условиях островодужной мантии в качестве рестита должны образовываться породы ряда дунит-гарцбургит, тогда как плагиоклазовая компонента будет переходить в базальтовый расплав. Для островодужной мантии характерны высокие степени плавления (>20%), что должно соответствовать оливину не ниже Fo_{90} , тогда как в алливалитах фиксируется Fo_{75-81} . Для мантийных пород характерно обилие хромшпинелида, тогда как для алливалитов типичен титаномагнетит.

Вариант ранних гломеропорфировых сростков, который рассматривался в работе (Фролова и др., 1989), не подходит для объяснения генезиса алливалитов, так как такие сростки по определению должны быть погружены в равновесную с ними магму, а алливалиты преимущественно встречаются в более кислых породах. В сростках, постоянно находившихся в расплаве, не могли возникнуть структуры твердопластических де-

формаций и полосчатые текстуры, наблюдаемые в некоторых алливалитах.

О.Н. Волюнец и др. (1978) предположили, что алливалиты образуются на стенках магмоводов и представляют собой фрагменты своеобразной жерловой фации. Возможно, часть алливалитов с пегматоидной текстурой может иметь подобный генезис. Однако при больших градиентах температуры и быстром росте минералов можно было бы ожидать хорошо выраженную зональность минералов и большие вариации состава минералов в пределах одного образца.

Т.И. Фролова с соавторами (Фролова, Дриль, 1993; Фролова и др., 2000) предлагают кумулятивный генезис алливалитов, с фракционированием оливин-плагиоклазовых кумулатов на ранних стадиях эволюции низкокальциевых островодужных толеитов. Эти авторы предполагают единый родоначальный высокоглиноземистый и низкокальциевый базальтовый расплав, из которого фракционировали все вулканические серии, содержащие алливалиты. Гипотеза о кумулятивной природе алливалитов представляется наиболее аргументированной из приведенных выше. Она подтверждена петрографическими наблюдениями и масс-балансовыми расчетами (Фролова, Дриль, 1993; Фролова и др., 2000; данная работа). Нами получены новые представительные данные о широком спектре составов расплавов, о составе минералов и условиях, при которых формировались алливалиты, и поэтому мы можем рассмотреть гипотезу о кумулятивном генезисе на количественной основе.

Соотношение составов алливалитов, расплавных включений, интерстициальных стекол и вулканических пород

Составы изученных расплавов образуют единые тренды с составами интеркумулусной массы и интерстициальных стекол (рис. 10), занимая наименее дифференцированную часть этого тренда (более высокие содержания MgO , $FeO_{общ}$, CaO , Al_2O_3 и более низкие содержания SiO_2 , Na_2O). Это показывает, что кумулятивный горизонт сохранял участки того расплава, из которого кристаллизовались минералы алливалитов, т.е. алливалитовые нодулы не могут представлять собой фрагменты интрузивных, полностью раскристаллизованных пород.

Для проверки кумулятивной природы алливалитов нами были проведены масс-балансовые расчеты (табл. 9), которые показали возможность образования кумулатов алливалитового состава из исходного расплава с формированием остаточного расплава, соответствующего низкокальциевым толеитам. Расчет производился по усредненным составам алливалитов, родоначальных расплавов и

мелкораскристаллизованной основной массы, которая принималась за аналог остаточного расплава после кристаллизации и кумуляции минералов алливалитов. Нами использовались 56 валовых составов алливалитов, собранных из разных литературных источников, 17 составов интеркумулусных масс и 31 пересчитанный состав расплавных включений из оливинов алливалитов.

Для разных вулканов соотношения закристаллизованного материала и остаточного расплава сильно различаются. Так, для вулкана Головнина кумулаты могут составлять до 32% исходного расплава, для вулкана Заварицкого – 43%, для вулкана Ксудач – 35%, для вулкана Кудрявый – 46% (табл. 9).

Баланс масс между составом исходного расплава и составами кристаллизующихся минералов алливалитов (оливин, плагиоклаз и клинопироксен) и остаточного расплава (интерстициальная масса) представил пропорции минералов и интерстициальных расплавов, соответствующие родоначальным расплавам алливалитов, зафиксированным нами в расплавных включениях. При этом для разных вулканов рассчитаны следующие пропорции: для вулкана Головнина: 78 мас. % расплава + 3 мас. % оливина + 15 мас. % плагиоклаза + 2 мас. % клинопироксена + 2 мас. % титаномагнетита; для вулкана Ксудач: 71 мас. % остаточного расплава + 1 мас. % оливина + 25 мас. % плагиоклаза + 5 мас. % клинопироксена и для вулкана Кудрявый: 59 мас. % расплава + 9 мас. % оливина + 29 мас. % плагиоклаза + 8 мас. % клинопироксена + 2 мас. % титаномагнетита (табл. 10).

Валовые составы алливалитов закономерно отличаются от составов расплавов более низким содержанием кремнезема, калия, натрия и титана и более высоким алюминия, кальция и магния (рис. 10). Несколько составов алливалитов близки к изученным расплавам по всем компонентам. Эти породы богаты клинопироксеном и/или содержат большое количество интерстициального стекла и являются переходными разностями между алливалитами, включениями габброидного типа и порфиоровыми базальтами. Различия валовых составов алливалитов и изученных расплавов по содержанию FeO и TiO_2 могут быть следствием сепарации титаномагнетита при образовании кумулятивных горизонтов.

С помощью программы Petrolog III (Плечов, Данюшевский, 2006) нами была смоделирована фракционная кристаллизация оливина и плагиоклаза из расплавов, соответствующих расплавным включениям в наиболее магнезиальных оливинах, для каждого из изученных вулканов. Для оливина была выбрана модель из работы (Danushevsky, 2001), для плагиоклаза – из (Pletchov, Gerya, 1998). В качестве критерия остановки расчетов использовался состав наиболее железисто-

Таблица 9. Масс-балансовые соотношения между родоначальным расплавом алливалитов (расплав), валовыми составами алливалитов (алливалит) и составами интеркумулусных масс (интерстиции)

Фаза	Количество анализов	Доля фазы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Вулкан Ксудач												
Расплав	31	1	50.35	0.83	16.89	9.93	0.25	6.67	12.74	2.05	0.29	100.00
Интерстиции	11	0.65	49.95	0.94	13.94	14.99	0.30	8.16	8.94	2.45	0.32	100.00
Алливалит	17	0.35	42.91	0.29	22.30	7.15	0.09	11.84	14.53	0.78	0.10	100.00
Расчетный состав			47.51	0.71	16.85	12.27	0.23	9.44	10.88	1.87	0.24	100.00
Квадратичное отклонение			8.06	0.01	0.00	5.49	0.00	7.63	3.46	0.03	0.00	24.70
Вулкан Заварицкого												
Расплав	12	1	47.02	0.81	18.83	13.09	0.24	8.36	10.01	1.43	0.21	100.00
Интерстиции	3	0.57	53.11	0.84	16.23	10.62	0.22	4.31	11.55	2.86	0.25	100.00
Алливалит	11	0.43	42.88	0.15	23.56	7.27	0.11	10.87	14.54	0.61	0.02	100.00
Расчетный состав			48.68	0.54	19.40	9.17	0.18	7.15	12.84	1.88	0.15	100.00
Квадратичное отклонение			2.77	0.07	0.32	15.37	0.00	1.46	8.05	0.21	0.00	28.26
Вулкан Кудрявый												
Расплав	7	1	49.98	0.78	17.20	11.61	0.30	7.07	10.77	2.03	0.26	100.00
Интерстиции	1	0.54	56.64	1.69	15.41	11.36	0.25	2.88	8.15	3.16	0.46	100.00
Алливалит	5	0.46	42.72	0.83	22.70	10.13	0.12	9.07	13.58	0.73	0.12	100.00
Расчетный состав			50.20	1.29	18.78	10.79	0.19	5.74	10.66	2.04	0.30	100.00
Квадратичное отклонение			0.05	0.26	2.49	0.68	0.01	1.76	0.01	0.00	0.00	5.26
Вулкан Головнина												
Расплав	5	1	48.87	0.73	17.28	12.87	0.28	7.11	11.09	1.68	0.09	100.00
Интерстиции	2	0.68	51.28	0.81	15.50	13.01	0.25	8.01	9.47	1.60	0.07	100.00
Алливалит	1	0.32	43.67	1.19	17.20	16.04	0.19	6.41	13.92	1.20	0.16	100.00
Расчетный состав			48.86	0.93	16.04	13.98	0.23	7.50	10.88	1.48	0.10	100.00
Квадратичное отклонение			0.00	0.04	1.53	1.23	0.00	0.15	0.04	0.04	0.00	3.04

Примечание. Расчетный состав – состав расплава, представляющий сумму исходных составов алливалитов и интерстиций в подобранных пропорциях (выделены полужирным шрифтом). Доли фаз в пропорции подбирались таким образом, чтобы сумма квадратичных отклонений по компонентам (выделена полужирным шрифтом) между измеренным и расчетным составами расплава была минимальна.

го оливина, зафиксированный в алливалитах из каждого вулкана. Для образцов вулкана Ксудач было получено 35% кумулата, содержащего 84.4 мас. % плагиоклаза ($An_{91.2}$) и 15.6 мас.% оливина ($Fo_{78.6}$). Для вулкана Головнина использовался диапазон составов оливина Fo_{79-74} , поскольку алливалиты с более железистым оливином, описанные для этого вулкана, содержат значительное количество клинопироксена. Было получено 24% кумулата, состоящего из 81.7 мас. % плагиоклаза ($An_{94.7}$) и 18.3 мас. % оливина ($Fo_{75.7}$). Существенные колебания пропорций минералов в изученных алливалитах и наблюдаемые полосчатые текстуры в некоторых образцах могут

объясняться накоплением ритмично-полосчатых оливин-анортитовых кумулатов.

Происхождение текстурного разнообразия алливалитов

Во многих образцах алливалитов заметны следы перекристаллизации. Наиболее яркий пример представляют собой концентрически-зональные алливалиты вулкана Кудрявый (рис. 2б, 2г, 2е), в которых явно выделяется центральная крупнозернистая зона и окружающий ее более мелкозернистый плагиоклаз-оливиновый агрегат. При этом составы минералов абсолютно идентичны в центральной и краевой зонах этих образцов, и

Таблица 10. Масс-балансовые соотношения между родоначальным расплавом алливалитов (расплав), составами породообразующих минералов алливалитов и составами интеркумулусных масс (интерстиции)

Минерал или расплав	Доля минерала или расплава	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Вулкан Головнина											
Оливин	0.03	38.60	0.03	0.01	22.01	0.37	38.65	0.16	0.14	0.02	100.00
Плагиоклаз	0.15	43.20	0.02	36.00	0.55	0.00	0.01	19.77	0.43	0.00	100.00
Титаномагнетит	0.02	0.20	7.66	4.94	83.60	0.24	3.23	0.00	0.12	0.01	100.00
Клинопироксен	0.02	51.31	0.35	3.12	7.70	0.17	15.38	21.82	0.14	0.01	100.00
Интерстиции	0.78	51.28	0.81	15.50	13.01	0.25	8.01	9.47	1.60	0.07	100.00
Расплав	1	48.87	0.73	17.28	12.87	0.28	7.11	11.09	1.68	0.09	100.00
Расчетный состав		48.64	0.80	17.57	12.74	0.22	7.85	10.82	1.32	0.05	
Квадратичное отклонение		0.05	0.00	0.08	0.02	0.00	0.54	0.07	0.13	0.00	0.90
Вулкан Кудрявый											
Оливин	0.09	38.65	0.02	0.01	19.03	0.29	41.69	0.21	0.09	0.01	100.00
Плагиоклаз	0.22	44.69	0.01	34.53	0.70	0.04	0.07	19.27	0.67	0.01	100.00
Титаномагнетит	0.02	0.22	7.77	4.06	85.41	0.15	2.07	0.02	0.23	0.07	100.00
Клинопироксен	0.08	46.72	1.55	6.05	13.33	0.24	11.52	20.26	0.31	0.02	100.00
Интерстиции	0.59	56.64	1.69	15.41	11.36	0.25	2.88	8.15	3.16	0.46	100.00
Расплав	1	49.98	0.78	17.20	11.61	0.30	7.07	10.77	2.03	0.26	100.00
Расчетный состав		50.37	1.28	17.18	11.45	0.21	6.59	10.61	2.04	0.28	
Квадратичное отклонение		0.15	0.25	0.00	0.03	0.01	0.23	0.03	0.00	0.00	0.70
Вулкан Ксудач											
Оливин	0.01	39.04	0.03	0.01	18.57	0.35	41.60	0.21	0.18	0.02	100.00
Плагиоклаз	0.25	43.62	0.02	35.65	0.60	0.05	0.06	19.37	0.62	0.01	100.00
Титаномагнетит	0.05	48.89	1.00	4.77	10.19	0.24	13.35	21.29	0.25	0.01	100.00
Клинопироксен	-0.02	0.60	7.86	3.98	85.14	0.58	1.42	0.21	0.21	0.00	100.00
Интерстиции	0.71	49.95	0.94	13.94	14.99	0.30	8.16	8.94	2.45	0.32	100.00
Расплав	1	49.93	0.64	19.21	9.62	0.39	6.20	12.00	1.80	0.20	100.00
Расчетный состав		49.31	0.54	19.05	9.55	0.23	6.88	12.31	1.90	0.23	
Квадратичное отклонение		0.39	0.01	0.03	0.01	0.03	0.45	0.10	0.01	0.00	1.02

различия проявляются исключительно в структурно-текстурных особенностях. Мы предполагаем, что подобная концентрическая зональность образовалась за счет перекристаллизации внешней зоны фрагмента кумулата после его попадания в магму, которая потом вынесла его на поверхность. На этой же стадии фрагменты кумулата могут приобретать шарообразную форму. Это предположение подтверждается отсутствием расплавных включений в минералах краевых, перекристаллизованных зон алливалитов, в то время как зерна оливина и плагиоклаза центральных зон содержат крупные первичные частично раскристаллизованные расплавные включения. Концентрически-зональные алливалиты вулкана Кудрявый окружены андезидацитово-рубашкой

(60–62 мас. % SiO₂), в которой содержатся крупные вкрапленники клинопироксена, магнетита и зонального лабрадора, частично замещенные скрытокристаллическим агрегатом (рис. 2м) с содержанием SiO₂ до 90–95 мас. %. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, пироксена и магнетита. Текстурированное разнообразие алливалитов, описанное выше, может быть объяснено следующей последовательностью процессов: (1) накопление кумулятивных горизонтов в магматической камере с возможностью образования полосчатых текстур; (2) деформации кумулятивного горизонта с возможностью образования структур деформации и деформационных двойников плагиоклазов; (3) дробление кумулятивного горизонта на отдельные блоки поступающей в

очаг магмой; (4) конвекция отдельных блоков алливалитов в магме, с возможностью их частичной перекристаллизации и приобретения шарообразной формы; (5) вынос алливалитов на поверхность во время крупных эксплозивных извержений.

*Условия кристаллизации
и состав исходных расплавов*

Расчетные температуры образования алливалитов из расплавов путем совместной кристаллизации оливина и плагиоклаза составляют 970–1080°C (табл. 7, 8). Кристаллизация происходила в относительно окислительных условиях при f_{O_2} приблизительно на 1 порядок выше буферного равновесия Ni–NiO ($\Delta NNO = +1$), как было оценено выше на основе составов хромшпинелида (рис. 5). Полученные данные не позволяют точно определить общее давление кристаллизации, но, вероятно, оно составляло около 1 кбар, что соответствует условиям насыщения расплавов с измеренным содержанием $H_2O = 3–3.5$ мас. % существенно водным флюидом (Moore et al., 1998).

Максимальные температуры (1050–1085°C) установлены для расплавов алливалитов вулкана Заварицкого (MgO ~ 7.3 мас. %), минимальные для алливалитов с относительно железистым оливином $Fo < 76$ мол. % вулканов Ксудач (970–985°C) и Головнина (MgO ~ 4–5 мас. %, 990–1020°C). Кальциевость плагиоклаза алливалитов конкретного вулканического центра (например, Головнина, Ксудач) понижается с уменьшением температуры и содержания MgO в соответствии с ожидаемым эффектом совместной кристаллизации плагиоклаза и оливина. Однако в целом корреляция составов плагиоклаза с содержанием MgO в исходных расплавах алливалитов отсутствует. Наиболее кальциевый плагиоклаз характерен для вулкана Головнина, промежуточные составы – для вулканов Ксудач, Заварицкого, Кудрявый, наименее кальциевый – для Ильинского вулкана. Причины вариаций составов плагиоклаза не вполне ясны и могут быть связаны как с систематическими вариациями исходных содержаний главных элементов в расплавах (Si, Al, Ca, Na), так и с переменными количествами H_2O (Panajawatwong et al., 1995; Pletchov, Gerya, 1998). Выяснение причин этих вариаций является задачей будущих исследований.

Средние составы исходных расплавов значительно варьируют для изученных образцов. Для всех расплавов наблюдается сильная положительная корреляция между содержаниями MgO (4.2–7.3 мас. %) и Al_2O_3 (16.8–19.3 мас. %) и отрицательная корреляция между MgO, SiO_2 (47.2–55 мас. %) и Na_2O (1.4–2.8 мас. %). Содержа-

ния FeO (9.5–12.5 мас. %) и CaO (8.4–13.1 мас. %) варьируют в зависимости от MgO не систематически. Для отдельных вулканов содержание FeO в расплавах остается приблизительно на постоянном уровне, а CaO уменьшается с уменьшением содержания MgO. Содержания TiO_2 и K_2O для отдельных вулканических центров увеличиваются при уменьшении MgO. Наиболее обеднены TiO_2 и K_2O расплавы вулкана Головнина. Низкое содержание K_2O характерно также для Ильинского вулкана.

Составы исходных расплавов алливалитов хорошо соответствуют составам базальтов и андезитобазальтов низко-К серий Камчатки и Курильских островов, что указывает на их несомненное генетическое родство и происхождение в результате эволюции общих родоначальных магм, состав которых несколько варьировал для разных вулканов. Составы исходных расплавов алливалитов эволюционируют в сторону обогащения SiO_2 при обеднении MgO и могут являться родоначальными для типичных андезитов (рис. 10).

Масс-балансовые расчеты, проведенные для образцов алливалитов вулканов Головнина и Ксудач, показывают, что эволюция от примитивных расплавов к более дифференцированным может быть объяснена совместной кристаллизацией оливина, плагиоклаза, пироксена и магнетита в пропорции 4 : 20 : 12 : 3, что близко к реальным наблюдаемым пропорциям минералов в алливалитах. Моделирование фракционной кристаллизации показало возможность образования кумулатов с близкими пропорциями оливина и плагиоклаза. Количество образованного кумулата относительно исходной массы примитивного расплава составляет при этом 22–32% для вулкана Головнина и 29–35% для вулкана Ксудач.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что алливалиты являются продуктами ранней кристаллизации оливина, плагиоклаза, магнетита и клинопироксена из относительно примитивных (MgO = 6–7.5 мас. %) исходных магм, что приводило к образованию типичных андезитов низко-К серии Камчатки и Курильских островов.

Алливалиты образуются в результате процессов кристаллизации, сепарации и деформации оливин-плагиоклазовых кумулатов в магматических очагах с последующим разрушением кумулятивных горизонтов и выносом их в виде нодул в пирокластике кислого состава. Необходимо существенное время для последовательного протекания этих процессов. Как отмечалось выше, все находки алливалитов приурочены к долгоживущим вулканическим центрам, в которых время существования магматических очагов может исчисляться десятками тысяч лет. М. Амма-Миясак и М. Накагава (Amma-Miyasaka, Nakagawa, 2002) сделали попытку оценки времени, исходя из

предположения о диффузионном выравнивании зональности в плагиоклазах. Выравнивание зональности на расстоянии 100 мкм ими оценено в 10 тыс. лет. При размерах кристаллов незонального плагиоклаза до 15 мм в изученных нами образцах алливалитов, время, необходимое для выравнивания первичной зональности, явно превышает время существования даже долгоживущих вулканических центров. Таким образом, плагиоклазы изначально кристаллизовались незональными, что требует большого объема магматического расплава и стабильных условий в магматическом очаге.

Масс-балансовые и термодинамические расчеты показывают, что одновременно с оливином и плагиоклазом алливалитов должен кристаллизоваться клинопироксен. Однако в алливалитах клинопироксен редок, что означает эффективную сепарацию клинопироксена при образовании кумулятивных горизонтов. Механизмы и динамика этой сепарации неясны. В.А. Ермаков и Д.М. Печерский (1989) выделяют габбро-алливалитовую ассоциацию разнообразных по минеральному составу гомеогенных включений, которые объединяет присутствие в них анортита. Возможно, изучение других пород из этой ассоциации позволит воссоздать более полную картину образования кумулятивных горизонтов. Нерешенным также остается вопрос, почему условия для формирования алливалитов реализуются только в вулканических центрах фронтальной части дуги. Вероятнее всего, это связано со спецификой фракционирования низкокальциевых островодужных серий, которые приурочены к вулканическому фронту. Однако происхождение расплавов низкокальциевых серий и динамика фракционирования требуют дальнейших детальных исследований.

ВЫВОДЫ

1) Низкокремнеземистые анортит-оливиновые включения являются фрагментами кумулятов низкокальциевых, высоководных (3–3.5 мас. % H₂O) родоначальных базальтовых магм. Кумуляция происходила в значительных по объему магматических очагах в относительно спокойных условиях. В ряде случаев эти породы претерпевали частичную перекристаллизацию непосредственно в кумулятивном слое или при транспортировке к поверхности, что обеспечило текстурное разнообразие, наблюдаемое в алливалитах.

2) Предложен количественный метод определения составов исходных расплавов оливин-плагиоклазовых кумулятивных пород на основе данных по составу частично гомогенизированных расплавных включений и содержанию в них магматической H₂O. На основе данного метода восстановлены исходные составы расплавов, родоначальных для алливалитов. Кристаллизация про-

исходила при температурах 970–1080°C в относительно окислительной обстановке ($\Delta NNO = +1$), в условиях близких к насыщению водным флюидом при давлении ~1 кбар.

3) Степень фракционирования родоначальных расплавов при образовании кумулятивных горизонтов алливалитового состава варьирует от 22 до 46%. Вероятно, интервал кристаллизации, зафиксированный в составе алливалитов и расплавных включений, соответствует раннему этапу эволюции родоначальных низкокальциевых магм. Их дальнейшая эволюция привела к образованию сильнодифференцированных серий низкокальциевых базальтов, андезитов и дацитов Камчатки и Курильских островов.

Благодарности. Авторы признательны Л.П. Аникину (Институт вулканологии ДВО РАН), С. Чиркову (Институт вулканологии ДВО РАН), В.Л. Сывороткину (МГУ), И.Н. Биндеману (Университет штата Орегон, Юджин, США (University of Oregon, Eugene, USA)) за предоставленные для исследования образцы алливалитов, И.П. Солововой (ИГЕМ РАН) за конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке программы Президента РФ "Ведущие научные школы России" (грант 5338.2006.5, рук. Л.Л. Перчук), гранта Royal Society и РФФИ (проекты 05-01-02901-ЯФ_a и 06-05-64873).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмеев Р.Р., Арискин А.А. ЭВМ-моделирование расплавно-минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе // Геохимия. 1996. № 7. С. 624–636.
- Ананьев В.В., Шнырев Г.Д. Гранат в расплавных включениях из оливина *Ol-An* сегрегаций (вулкан Ксудач, Камчатка) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 402–406.
- Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Полевошпатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов // Ксенолиты и гомеогенные включения. М.: Наука, 1969. С. 64–67.
- Вольнец О.Н., Шека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. Под ред. Б.Г. Лутца, К.Н. Рудича, В.А. Ермакова. М.: Наука, 1978. С. 124–166.
- Гриб Е.Н. Петрология продуктов извержения 2–3 января 1996 года в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71–96.
- Действующие вулканы Камчатки. Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991. Т. 2. 415 с.
- Дриль С.И. Происхождение и эволюция островодужных андезитов на примере вулканов Заварицкого, Эбеко (Курильские острова) и Шивелуч (Камчатка). Дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 1988. 322 с.
- Дубик Ю.М. Ксенолиты и ультраосновные включения в лавах вулкана Ксудач (Южная Камчатка) // Вулка-

- низм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969. С. 44–54.
- Ермаков В.А., Печерский Д.М.* Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 45–55.
- Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Включения в вулканических горных породах // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 293–312.
- Масуренков Ю.П.* Проблема включений и возможности вулканической петрологии // Бюллетень вулканологической станции. 1974. № 50. С. 10–18.
- Пийп Б.И.* Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки // Труды Камчатской вулканологической станции. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 3. С. 89–136.
- Пискунов Б.Н.* Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральной петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Труды СахКНИИ. 1976. Вып. 48. С. 17–33.
- Плечов П.Ю., Данюшевский Л.В.* PETROLOG III. Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации // Материалы ЭСМПГ-2006. Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2006. № 1 (24).
- Пополитов Е.И., Вольнец О.Н.* Геохимические характеристики четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые проблемы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 183 с.
- Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В., Плечов П.Ю.* Петрология “авачитов” – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка): II. Расплавные включения в оливине // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 358–388.
- Приходько В.С., Бехтольд А.Ф., Романенко И.М.* Хромшпинелиды алливалитовых включений и их петрологическое значение // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 4. С. 918–920.
- Родионова Р.И., Федорченко В.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 141–147.
- Селянгин О.Б.* Гомеогенные включения и возможность реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов // Бюллетень вулканологической станции. 1974. № 50. С. 45–52.
- Селянгин О.Б.* О температуре образования некоторых кристаллических включений в современных вулканах Камчатки // Бюллетень вулканологической станции. 1975. № 51. С. 74–76.
- Селянгин О.Б.* Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.
- Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
- Сывороткин В.Л.* Коровые вулканы Курило-Камчатской дуги // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: обзорная информация. Вып. 5. 1996. 52 с.
- Фролова Т.И., Дриль С.А.* Андезитовый вулканизм островных дуг и его геологическое значение // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 3–14.
- Фролова Т.И., Бейли Д., Бурикова И.А., Дриль С.И.* О генетической общности низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и вмещающих пород Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 27–35.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Дриль С.И., Бейли Д.К., Митрейкина О.Б.* Природа низкокремнеземистых оливин-анортитовых включений и условия их формирования // Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 85–95.
- Фролова Т.И., Плечов П.Ю., Тихомиров П.Л., Чураков С.В.* Расплавные включения в минералах алливалитов Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия. 2000. № 4. С. 336–346.
- Шеймович В.С.* Вулкан Ксудач в августе 1963 г. // Бюллетень вулканологической станции. 1966. № 41. С. 25–28.
- Ahma-Miyasaka M., Nakagawa M.* Origin of anorthite and olivine megacrysts in island-arc tholeiites: petrological study of 1940 and 1962 ejecta from Miyake-jima volcano, Izu-Mariana arc // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2002. V. 117. P. 263–283.
- Anderson J.L., Smith D.R.* The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry // American Mineralogist. 1995. № 80. P. 549–559.
- Arculus R.J., Wills K.J.A.* The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc // Journal of Petrology. 1980. V. 21. Part 4. P. 743–799.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Frenkel M.Ya., Nielsen R.L.* CO-MAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A.* Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 102. P. 265–280.
- Ballhaus C., Berry R., Green D.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 107. P. 27–40.
- Chen C.H.* Significance of ultrabasic inclusions in Tatum Volcano Group, northern Taiwan // Journal of the Geological Society of China. 1978. V. 21. P. 80–91.
- Danyushevsky L.V.* The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2001. V. 110. P. 265–280.
- Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S.* Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 138. P. 68–83.
- Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Sobolev A.V.* Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // Chemical Geology. 2002a. V. 183. P. 5–24.
- Danyushevsky L.V., Sokolov S., Falloon T.* Melt inclusions in phenocrysts: using Diffusive re-equilibration to determining the cooling history of a crystal, with implications for the origin

- of olivine-phyric volcanic rocks // *Journal of Petrology*. 2002b. V. 43. P. 1651–1671.
- Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A.* Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *Journal of Petrology*. 1983. V. 24. P. 256–265.
- Gee L.L., Sack R.O.* Experimental petrology of melilite nephelinites // *Journal of Petrology*. 1988. V. 29. Part 6. P. 1233–1255.
- Gorshkov G.S.* Volcanism and the upper mantle. Investigations in the Kurile Island Arc. New York–London: Plenum Press, 1970. 385 p.
- Grove T.L., Baker M.B.* Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends // *Journal of Geophysical Research*. 1984. V. 89. P. 3253–3274.
- Harker A.* The natural history of igneous rocks. London: Methuen, 1909. 384 p.
- Ishikawa T.* Petrological significance of large anorthite crystals included in some pyroxene andesites and basalts in Japan // *Journal of Faculty Science, Hokkaido University*. Ser. 4. Geology and Mineralogy. 1951. V. 7. № 4. P. 339–354.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G.* Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names // *The Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 219–246.
- Lundgaard K.L., Robins B., Tegner C., Wilson J.R.* Formation of hybrid cumulates: melatroctolites in Intrusion 4 of the Honningsvåg Intrusive Suite, northern Norway // *Lithos*. 2002. V. 61. P. 1–19.
- Moore G., Vennemann T., Carmichael I.S.E.* An empirical model for the solubility of H₂O in magmas to 3 kilobars // *American Mineralogist*. 1998. V. 83. P. 36–42
- Ostapenko V.F., Fedorchenko V.I., Shilov V.N.* Pumices, ignimbrites and rhyolites from the Great Kuril Arc // *Bulletin of Volcanology*. 1967. V. 30. P. 81–92
- Panajawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris K.L.* An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase – melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 118. P. 420–432.
- Pletchov P.Yu., Gerya T.V.* Effect of H₂O on plagioclase-melt equilibrium // *Experiment in GeoSciences*. 1998. V. 7 (2). P. 7–9.
- Sack R.O., Carmichael I.S.E.* Fe²⁺ = Mg₂₊ and TiAl₂ = MgSi₂ exchange reactions between clinopyroxenes and silicate melt // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 85. P. 103–115.
- Simkin T., Smith J.V.* Minor-element distribution in olivine // *Journal of Geology*. 1970. V. 78. P. 304–325.
- Sobolev A.V., Dmitriev L.V., Barsukov V.L., Nevzorov V.N., Slutsky A.V.* The formation conditions of high magnesium olivines from the monomineral fraction of Luna-24 regolith // 11th Lunar and Planetary Science Conference. 1980. P. 105–116.
- Zharinov S.E.* Petrochemical variations of island arc andesites (Kurile island arc) // *Journal of Geophysical Researches*. 1988. V. 93. P. 14828–14834.