DOI: 10.30911/0207-4028-2025-44-2-85-108

УДК 552.11+552.3

ОЛИВИН-АНОРТИТОВЫЕ СФЕРОЛИТЫ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ: УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В МАЛОГЛУБИННОЙ КАМЕРЕ

А.Я. Шевко, Д.В. Кузьмин, С.З. Смирнов, М.П. Гора, И.Р. Низаметдинов, Т.Ю. Тимина

Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; e-mail: sp@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 6 мая 2024 г.

В статье рассмотрена природа оливин-плагиоклазовых (алливалитовых) сферолитов из молодого лавового потока андезибазальтов вулкана Кудрявый. Сферолиты сложены в основном оливином (Fo₈₁₋₇₇) и плагиоклазом (An₉₅₋₉₂) и имеют радиально-лучистое, не характерное для алливалитов Курило-Камчатского региона строение. Изучение особенностей минерального состава и первичных расплавных включений в оливине показало, что их образование происходило из низкоглиноземистого, низкокалиевого расплава при температурах 970–1075 °C и фугитивности кислорода, отвечающей буферу NNO+1.6 – NNO+2. Характерной особенностью исходных расплавов было повышенное содержание воды (в среднем 4.2 мас. %). Особенности строения сферолитов предполагают, что образование дендритовидных зон могло происходить при декомпрессии малоглубинной камеры под вулканом Кудрявый при начале извержения, с резким снижением температуры на 50–70 °C. Крупнокристаллические центральные зоны сферолитов подтверждают кумулятивную природу их образования. Образование центральных зон могло происходить при разрушении слоев и корок кумулятов и поступлении их в перемещающиеся к поверхности расплавы.

Ключевые слова: алливалиты, андезибазальты, расплавные включения, вулкан Кудрявый, Курильские острова.

введение

При полевых исследованиях вулканических образований хребта Медвежий (о. Итуруп) в теле молодого лавового потока андезибазальтов вулкана Кудрявый (поток Черныш [5]) было встречено достаточно большое количество радиально-лучистых сферолитов оливин-плагиоклазового состава. По химизму и ассоциации слагающих их оливина Fo₈₁₋₇₇ и плагиоклаза An₉₅₋₉₂ они близки к оливин-анортитовым включениям, за которыми в русскоязычной литературе закрепилось название алливалиты (смотри обзор в [15]). К алливалитам относят полнокристаллические породы и включения в эффузивах, состоящие из плагиоклаза, оливина и переменного количества клинопироксена (ряд алливалит-эвкрит, габбро-алливалитовая ассоциация). Главной характерной чертой алливалитов является ассоциация высокоосновного плагиоклаза – анортита – и оливина. Находки алливалитов в эффузивных породах описаны для многих вулканов Камчатки и Курильских островов. В более ранних работах, посвященных изучению текстурноструктурных особенностей, химического состава и генезиса этих включений [1, 2, 15, 22, 23], предлагаются гипотезы происхождения и условия образования алливалитов. В приведенных обзорных статьях речь, как правило, идет о крупнозернистых кумулятивных образованиях. Вопросы, связанные с особенностями строения и состава сферических оливин-плагиоклазовых включений, практически не освещены. Восполнение этого пробела дает новые возможности для выявления генезиса алливалитов и процессов, происходящих в магматических камерах в зонах активного вулканизма.

В отличие от крупнозернистых, порфировидных алливалитов с кумулятивными структурами, сферолиты потока Черныш имеют радиально-лучистое зональное строение, обусловленное дендритным ростом мегакристаллов плагиоклаза вокруг затравки, роль которой выполняют либо оливин-плагиоклазовые срастания, либо крупные табличатые кристаллы анортита. При том, что алливалиты встречены на многих вулканах фронтальной зоны Курило-Камчатской островной дуги, находки сферолитов – единичны и известны только на трёх вулканах – Заварицкого [22], Кудрявый [15] и Малый Семячик [20]. Сферолиты в этих работах лишь вскользь упоминаются при описании типичных крупнозернистых алливалитов, либо как концентрически-зональные [15, 22], либо как радиально-концентрические [20] образования. Целью данного исследования является выявление условий образования радиально-лучистых сферолитов вулкана Кудрявый на основе детального анализа особенностей состава, зональности слагающих их минералов и включений минералообразующей среды.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ

Вулкан Кудрявый находится в пределах кальдеры Медвежья, расположенной на северо-востоке острова Итуруп (рис. 1, a). Он входит в состав хребта Медвежьего, представляющего собой слившиеся основаниями три стратовулкана – Медвежий, Средний и Кудрявый. В строении вулкана принимают участие породы, имеющие широкий диапазон составов от основного до кислого [4, 5, 14, 18, 48]. Вулканы, составляющие хребет Медвежий, и примыкающий к нему вулкан Меньший Брат сформировались на посткальдерной стадии развития кальдеры Медвежьей [14] (рис. 1, δ). Ее образование произошло в среднем плейстоцене (0.41 млн лет (Ar/Ar) [5]), а развитие посткальдерных вулканов – в позднем плейстоцене и голоцене [4, 5]. В настоящее время активными остаются вулканы Меньший Брат и Кудрявый. Вулкан Кудрявый – это типичный стратовулкан с расположенными линейно тремя активными кратерами с высокотемпературными фумаролами, в которых обнаружена уникальная минерализация редких и цветных металлов [3, 8, 62]. Последнее магматическое извержение датируется 1833 годом [7]. В его результате образовался лавовый поток Черныш, спускающийся к подножью вулкана по северо-западному склону [5]. Этот глыбовый поток, типа аа-лава, протягивается от вершины вулкана Кудрявый в северо-западном направлении более чем на 2 км (рис. 1, б). Он хорошо выделяется в окружающем рельефе черным цветом и свежестью пород, его мощность достигает 7-10 метров. Валовый состав пород потока Черныш представлен андезибазальтами с содержанием MgO до 5 мас. % и содержаниями SiO, до 57 мас. %. Более подробно описание пород и петрохимия вулканитов кальдеры Медвежья приведены в [18, 48].

Породы потока Черныш имеют пористую текстуру и сериальнопорфировую, гломеропорфировую структуру с гиалопилитовой основной массой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном и их гломеропорфировыми срастаниями. Реже встречаются крупные фенокристаллы анортита с включениями оливина и срастания таких фенокристаллов. Ещё реже – одиночные порфировые выделения оливина. Порфировые выделения плагиоклаза и пироксена составляют до 30–40 % объёма и достаточно равномерно распределены в породе. Фенокристаллы плагиоклаза с включениями оливина и порфировый оливин часто концентрируются вблизи сферолитов (рис. 2, *a*, 3, *d*). Оливин-плагиоклазовые сферолиты, которые довольно часто встречаются в средней части потока, и являются объектом настоящего исследования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Главные петрографические и структурные особенности, а также характер взаимоотношения минералов изучались в полированных шлифах в проходящем и отраженном свете с использованием оптических микроскопов Carl Zeiss Axiolab и Olympus BX51. Особенности зональности и характер распределения включений в минералах изучались с помощью электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе Mira 3LMU (Tescan Ltd) с полевой эмиссией электронов в центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (далее ЦКП ИГМ).

Содержания главных петрогенных элементов в валовом составе сферолитов определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Анализ проводился на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL 9900 XL. Потери при прокаливании измерялись после выдержки при 950 °C в течение 2 часов. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС) на масс-спектрометре Finnigan Element-2 (Германия) с двойной фокусировкой в ЦКП ИГМ.

Определение содержаний главных элементов в минералах и интерстициальных стеклах и стеклах расплавных включений проводилось на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd) методом ЭДС в ЦКП ИГМ СО РАН. Измерения проводились по стандартной методике при ускоряющем напряжении 20 kV, токе 1 nA, времени счета от 40 до 60 секунд, размере области сканирования – 2×2 мкм. Проверка стабильности условий анализа осуществлялась измерением интенсивности линии металлического Со. Пределы обнаружения для большинства элементов при этих параметрах составляют 0.07-0.2 мас. % (Зо-критерий). Погрешность при определении главных компонентов не превышает 1 отн. %. Для уменьшения эффекта потери натрия при анализе стекол расплавных включений измерения проводились в режиме сканирования площадки в зависимости от размеров включений.





1 – речная сеть и озера; 2 – аллювиальные и озерно-болотные отложения; 3 – влк. Коротышка (глыбовые лавы андезибазальтов);
4 – влк. Меньший Брат: преимущественно лавы основного состава (а) и шлаки средне-основного состава (б); 5 – влк. Кудрявый (лавы и туфы среднего состава);
6 – влк. Средний (лавы и туфы среднего состава);
7 – влк. Медвежий (лавы и туфы средне-основного состава);
8 – нерасчлененный эффузивно-экструзивный комплекс (преимущественно лавы и туфы средне-основного состава);
9 – посткальдерные вулканогенно-осадочные образования (преимущественно пемзы и пемзовые пески);
10 – поля распространения мелких экструзивных тел кислого состава;
11 – субвулканические тела среднего состава);
14 – сомма кальдеры Медвежья (преимущественно лавы средне-основного состава;
13 – фрагмент синкальдерного кратера (игнимбриты, лавы и туфы кислого состава);
14 – сомма кальдеры Медвежья (преимущественно лавы средне-основного состава;
15 – фундамент кальдеры Медвежья: пемзовые пески, туфы кислого состава, песчаники, алевролиты в северной и северо-восточной частях и гиалокластиты, лавы в южной части кальдеры;
16 – основные разломы;
17 – кратеры и воронки взрыва;
18 – поток андезибазальтов Черныш.



Рис. 2. Оливин-плагиоклазовые сферолиты в андезибазальтах потока Черныш.

Содержания некоторых главных и примесных элементов в минералах и содержания летучих компонентов (P, S, Cl) в стеклах расплавных включений определялись на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 и JEOL JXA-8230 (с 5 волновыми спектрометрами) методом ВДС в ЦКП ИГМ СО РАН. Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 kV, токе зонда от 50 до 250 nA (в зависимости от измеряемого минерала и поставленной задачи), времени набора сигнала от 20 до 60 секунд на пике сигнала и 10-30 секунд на измерение фона, размер зонда составлял 2 мкм. При измерениях состава оливина использовалась специально разработанная методика [56], основанная на использовании высоких токов и длительного времени накопления сигнала, позволяющая определять элементы примеси с высокой точностью. Для мониторинга стабильности измерений и дрейфа параметров прибора использовались внутренние стандарты, близкие по составу исследуемым образцам (chromite standart USNM 117075, San Carlos olivine, USNM 111312/444, природное основное стекло VG-2 USNM 111240/52 [43]). Эти стандарты измерялись через каждые 30-40 измерений и затем, при необходимости, вводилась коррекция.

ПЕТРОГРАФИЯ СФЕРОЛИТОВ

Сферолиты имеют округлые формы, концентрически зональное строение и контрастно выделяются на фоне вмещающих пород за счет светлой окраски (рис. 2). Диаметр сферолитов составляет от 2–3 до 8–10 см. Контакт с вмещающими андезибазальтами четкий и резкий. В строении сферолитов отчетливо выделяются 2 зоны – ядерная (центральная, внутренняя) зона, которая представлена, как правило, монокристаллом плагиоклаза или плагиоклаз-оливиновым агрегатом, и внешняя зона, которая характеризуется дендритным строением и сложена удлиненными ветвистыми кристаллами плагиоклаза и оливина, расходящимися от центрального ядра.

Внешняя зона всегда имеет одинаковое строение. Она сложена удлиненными ветвистыми кристаллами плагиоклаза (рис. 3, а, б, д). Плагиоклаз ветвей сложно сдвойникован и, судя по соотношению швов простых и полисинтетических двойников, простые относятся к манебахскому (по {001}) и бавенскому (по {021}) законам срастания, а полисинтетические – к альбитовому (по {010}) закону. Индивиды полисинтетических двойников по альбитовому закону тонкие. Манебахские двойники образуют менее разветвленные индивиды, в то время, как бавенские – более сложные формы. Наиболее сложные из них состоят из основной балки, от которой отходят ветви второго и более высоких порядков. Практически во всех случаях удлинение балки параллельно двойниковому шву бавенского закона. Количество ветвей второго и более высоких порядков увеличивается в направлении внешней части сферолита. Петрографические наблюдения показывают, что ветвление происходит благодаря образованию нового двойника по бавенскому закону, шов которого ориентирован косо по отношению к шву главной балки ветви. Такое ветвление сохраняет монокристалличность плагиоклаза и придает ветвистым кристаллам дендритный облик. При разрастании скелетные кристаллы плагиоклаза внешней зоны сферолита заполняют всё больший объём, и в конечном итоге сферолит приобретает шарообразную форму (рис. 2, рис. 3, \mathcal{M} , κ).

Главные балки ветвей начинаются либо непосредственно от внешней зоны крупных кристаллов ядра сферолита (рис. 3, б, з), либо от более мелких кристаллов, срастающихся с более крупными во внешних зонах сферолитов. Эти кристаллы далее мы будем называть затравочными. Плагиоклаз внешней зоны сферолита содержит многочисленные включения более мелких кристаллов оливина, которые занимают до 20-25 % объема зерен плагиоклаза (рис. 3, е). Оливин образует изометричные зерна или удлиненные ветвящиеся вростки. Ветвление вростков оливина происходит в направлении вектора скорости роста той грани, в секторе которой они находятся. Сами ветви часто ориентируются параллельно швам бавенского или альбитового/карлсбадского сростка. Однако в ориентировке ветвей значительного количества вростков относительно двойников плагиоклаза-хозяина закономерностей обнаружить не удалось.

В промежутках между кристаллами плагиоклаза наблюдаются пустоты неправильной формы, объем которых составляет около 10 % от объёма внешней зоны сферолита. Пустоты частично или полностью заполнены черной пузыристой стекловатой массой. Этот стекловатый мезостазис сложен тёмно-коричневым стеклом с кристаллитами пироксена и Ті-магнетита (рис. 3, *м*). Радиус внешней зоны составляет от 1 до 5 радиусов центральной части, ширина дендритов плагиоклаза равняется 1–3 мм.

Ядерная зона сферолитов сложена таким же набором минералов, как и внешняя зона, но в единичных случаях в ней отмечается присутствие высокохромистого алюмомагнетита (Сг-алюмомагнетита) как в сростках, так и в виде включений в оливине и плагиоклазе.

В зависимости от особенностей строения и минерального состава было выделено 3 типа ядер сферолитов:

1 тип. Ядерная зона представлена крупнокристаллическим гипидоморфнозернистым агрегатом оливина и плагиоклаза в соотношении 1:2, 1:3 (рис. 3, *г*). Именно за породами такого типа в русскоязычной литературе закрепилось название «алливалит» [10, 15, 17]. В субидиоморфных кристаллах оливина часто содержатся частично или полностью раскристаллизованные расплавные включения и/или округлые включения плагиоклаза. В таблитчатых и призматических кристаллах плагиоклаза отмечаются включения мелких изометричных кристаллов оливина. В интерстициях между оливином и плагиоклазом располагается стекловатый мезостазис с кристаллитами пироксена и титаномагнетита, который иногда образует амебовидные заливы внутрь кристаллов оливина. Количество мезостазиса не превышает 2–3 % объема внутренней зоны сферолита. Для кристаллов плагиоклаза характерно полисинтетическое двойникование с широкими двойниковыми субиндивидами.

2 тип. В центре сферолита располагается крупный таблитчатый кристалл (рис. 3, б, з) или гломеропорфировый сросток плагиоклаза. Кристаллы полисинтетически сдвойникованы, субиндивиды двойников широкие. Размеры таких кристаллов могут достигать 24×20×10 мм. В центральных частях плагиоклаз чистый, однородный, а ближе к краю в нем появляются включения крупных изометричных кристаллов оливина размером до 1-2 мм. Непосредственно в краевой части, толщиной 1-3 мм, включения оливина приобретают вытянутую и иногда ветвистую форму (рис. 3, в, и). Удлинение кристаллов оливина, их ветвление ориентированы параллельно удлинению дендритных кристаллов плагиоклаза внешней зоны. Далее такие включения и кристаллы оливина мы будем называть дендритными. Отдельные дендриты оливина достигают длины в 1-2 мм, при толщине 0.1-0.2 мм (рис. 3, в).

3 тип. Главной отличительной особенностью центральной части сферолитов 3 типа является ее двузонное строение и наличие Cr-алюмомагнетита, который образует отдельные зерна между и внутри индивидов оливина и плагиоклаза. В центре сферолита располагается агрегат гипидиоморфных кристаллов оливина и таблитчатых кристаллов плагиоклаза, аналогичный по структуре центрам 1 типа. Этот агрегат окружен каймой, сложенной таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (рис. 3, к, л). Центральные зоны этого плагиоклаза чисты от минеральных включений, а в их краевых частях появляются включения мелких округлых и субидиоморфных кристаллов оливина, а в интерстициях между таблицами плагиоклаза располагаются зерна оливина, Cr-алюмомагнетита и частично раскристаллизованное стекло с кристаллитами пироксена и Ті-магнетита. Толщина таких кайм составляет 3-4 мм и сопоставима с размерами таблитчатых кристаллов плагиоклаза, не превышающими 1-3 мм. В сферолитах, обладающих такими ядрами, именно кристаллы каймы ядра и являются затравочными для дендритных кристаллов внешней зоны.



МИНЕРАЛОГИЯ СФЕРОЛИТОВ

Главными минералами, слагающими сферолиты всех трёх типов, являются плагиоклаз и оливин. В оливине встречены различные по фазовому составу расплавные и кристаллические, а в плагиоклазе – только кристаллические включения. Кристаллические включения в плагиоклазе представлены Cr-алюмомагнетитом и оливином, а в оливине – Cr-алюмомагнетитом и плагиоклазом. Интерстиции (минеральные фазы ± стекло) и стекловатый мезостазис (стекло + минеральные фазы) между индивидами плагиоклаза и/или оливина сложены тёмно-коричневым стеклом с кристаллитами клинопироксена, плагиоклаза и Тімагнетита.

Плагиоклаз. Полиэдрические (табличатые и призматические) кристаллы в центральных зонах сферолитов и скелетные ветви внешних зон, несмотря на различные размеры и формы выделения, имеют очень выдержанный состав и отвечают анортиту Ап_{96,92} (Онлайн материалы, таблица ESM_1*). Все индивиды плагиоклаза незональны, и только в узких краевых участках кристаллов, примыкающих к стекловатому мезостазису (рис. 4, *a*) или на границе с вмещающим андезибазальтом, основность плагиоклаза снижается до An₈₅₋₅₅. Включения плагиоклаза в оливине имеют изометричные или округлые формы, часто без кристаллографических очертаний и по основности (An₉₅₋₈₉) аналогичны кристаллам плагиоклаза (рис. 4, б). Кристаллиты плагиоклаза в стекловатом мезостазисе между дендритами (рис. 4, *a*) образуют непрерывный ряд от битовнита (An₈₆) до андезина (An₄₈).

Из особенностей химизма плагиоклаза следует отметить постоянное присутствие в его составе примеси железа – 0.5–1.6 мас. % FeO (Онлайн материалы, таблица ESM 1*). При этом отмечается явно выраженная зависимость содержания FeO не только от основности плагиоклаза, но и от формы его выделений и положения в сферолите. Так, в анортите, при очень узких вариациях основности от An_{96} до An_{92} , содержание железа варьирует от 0.5 до 1.3 мас. % FeO (рис. 5). При этом в фенокристаллах и табличатых кристаллах центральных зон сферолитов концентрация FeO минимальна и составляет 0.5–0.7 мас. %. В дендритовидных мегакристаллах внешних зон сферолитов эти значения возрастают до 0.6–0.9 мас. %, а во включениях анортита в оливине содержание железа составляет уже 0.9–1.3 мас. % FeO, а максимальные его концентрации (1.2–1.3 мас. %) приурочены к включениям анортита, расположенным во внешних зонах сферолитов.

В ряду битовнит-лабрадор-андезин происходит закономерное возрастание концентраций FeO, от 0.9 до 1.6 мас. %. Точки составов плагиоклаза образуют единый тренд, в левой части которого располагаются фигуративные точки кристаллитов плагиоклаза из стекловатого мезостазиса, а в правой – краевых зон и кайм вокруг кристаллов и дендритов анортита вблизи их контакта со стекловатым мезостазисом или с вмещающей сферолит породой (рис. 5). На контакте с оливином содержание FeO и основность плагиоклаза не изменяется, что исключает диффузионный обмен железом между плагиоклазом и оливином.

Оливин. В центральных зонах сферолитов оливин образует крупные субидиоморфные и вытянутые кристаллы, размером до 1–3 мм (рис. 3, e, s, u, n). Во внешних зонах сферолитов размеры кристаллов оливина уменьшаются и составляют доли мм. В зоне перехода к дендритному росту мегакристаллов плагиоклаза оливин, помимо изометричных зерен, часто образует удлиненные, иногда ветвистые формы (рис. 3, e, u). Оливин по составу имеет очень узкий

Рис. 3. Структурные особенности оливин-плагиоклазовых сферолитов.

a – дендритные кристаллы плагиоклаза внешней зоны сферолита; δ – фрагмент сферолита 2 типа: вверху справа – затравочный кристалл плагиоклаза; в центральной части – дендритные кристаллы плагиоклаза с включениями оливина; внизу – вмещающий андезибазальт (квадрат оконтуривает участок, показанный на фото в); e – изометричные и дендритовидные кристаллы оливина в узкой краевой зоне затравочного кристалла плагиоклаза; c – крупнокристаллический агрегат оливина и плагиоклаза в ядерной зоне сферолита 1 типа; d – контакт внешней зоны сферолита (слева) с вмещающим андезибазальтом (справа), вблизи контакта – порфировое выделение оливина (желтое); e – многочисленные включения мелких кристаллов оливина в зоне дендритного роста плагиоклаза; \mathcal{W} –u – сферолит 2 типа (обр. МД-40): \mathcal{W} – пришлифованный срез; 3 – микрофото полированного шлифа; u – переход от центральной зоны затравочного плагиоклаза (слева) к зоне дендритного роста (справа); κ –n – сферолит 3 типа (обр. МД-40): \mathcal{W} – пришлифованный на фото n; n – переход от центральной зоны затравочного плагиоклаза (слева) к зоне дендритного роста (справа); κ –n – сферолит 3 типа (обр. МД-40): \mathcal{W} – пришлифованный срез; 3 – микрофото полированного шлифа; u – переход от центральной зоны затравочного плагиоклаза (слева) к зоне дендритного роста (справа); κ –n – сферолит 3 типа (обр. МД-39/5): κ – пришлифованный срез (квадрат оконтуривает участок, показанный на фото n; n – переход от центральной к внешней зоне сферолита 3 типа: слева – крупнокристаллический агрегат оливина и плагиоклаза центральной к внешней зоны сферолита σ , сложенная таблитчатыми кристаллами плагиоклаза с зернами оливина в краевых частях и интерстициях между плагиоклазами; m – стекловатый мезостазис – стекло (GI) с кристаллитами пироксена (Px) и Ti-магнетита (Ti-Mt)) между кристаллами оливина (OI) и плагиоклаза (PI). a–e; 3–u; n – проходящий свет, николи скрещены. M – отраженный свет.

^{*} Таблицы ESM_1-ESM_6 находятся на сайте журнала http://itig.as.khb.ru/POG/2025/n_2/pdf/Shevko.pdf



Рис. 4. Особенности зональности плагиоклаза и оливина в контакте со стекловатым мезостазисом (a) и минеральные включения плагиоклаза в оливине (δ).

Здесь и далее: An – плагиоклаз; Fo – оливин; Aug – авгит; Ti-Mt – Ti-магнетит; Gl – стекло. Изображения в обратнорассеянных электронах.



Рис. 5. Состав плагиоклаза сферолитов.

I – кристаллы центральных зон, 2 – дендритные кристаллы, 3 – гранулы (включения?) в оливине, 4 – краевые участки и каймы вокруг 1 и 2, 5 – кристаллиты в стекловатом мезостазисе.

диапазон вариаций магнезиальности – Fo₇₈₋₈₀ (рис. 6, Онлайн материалы, таблица ESM 2).

Оливин имеет незональное строение. Содержание форстеритового минала в пределах одного конкретного кристалла варьирует в пределах 1–2 номеров. По содержанию примесных компонентов оливины из ядер сферолитов и дендритных ветвей внешней зоны различаются слабо. Содержание NiO в оливине не превышает 0.1 мас. %, CaO – изменяется от 0.18 до 0.26 мас. % в центральных зонах оливинов и может достигать 0.45 мас. % на краях. Содержания MnO – 0.29–0.32 мас. % и до 0.6 мас. % в краевых зонах при минимальных значениях магнезиальности (рис. 6). На контакте со стекловатым мезостазисом, в каймах шириной 10–20 мкм, происходит достаточно резкое снижение магнезиальности оливина до Fo₇₃– Fo₆₂. Эти каймы хорошо выделяются на изображениях в обратнорассеянных электронах более светлой окраской (рис. 4, *a*). При этом магнезиальность оливина на контакте с вмещающим его плагиоклазом не меняется.

Пироксен. Пироксен в составе изученных сферолитов играет подчиненную роль и его количество достигает нескольких об. %. Пироксены приурочены к интерстициям и встречаются в стекловатом мезостазисе между индивидами плагиоклаза и/или оливина в виде удлиненных скелетных кристаллов (рис. 3, *м*) и каймах на оливине (рис. 4, *a*).

Пироксены из стекловатого мезостазиса и интерстиций образуют непрерывный ряд от авгита до пижонита (Wo₄₅₋₉En₃₀₋₅₃Fs₂₀₋₄₀, Mg# = 45–65) (рис. 7, *a*, Онлайн материалы, таблица ESM_3). Содержание глинозема в них варьирует от 5.9 до 1.1 мас. %, а FeO возрастает от 11.8 до 24 мас. %. (рис. 7, δ).



Рис. 6. Состав оливина сферолитов.

I – кристаллы центральных зон, *2* – кристаллы в зоне дендритного роста, *3* – краевые участки и каймы на контакте со стекловатым мезостазисом, *4* – оливин из базальтовых потоков влк. Меньший Брат (приведены для сравнения).

Шпинелиды. Минералы семейства шпинелей имеют сложный состав и характеризуются переменными количествами главных и примесных элементов. На треугольной классификационной диаграмме точки их составов ложатся либо в поле Al-магнетита, либо – магнетита (рис. 8). Поскольку для первого минерала характерно повышенное содержание хрома, а для второго – титана, то в дальнейшем будем называть их Cr-алюмомагнетитом и Ti-магнетитом, соответственно. Каждый из этих минералов, помимо особенностей химизма, имеет вполне определенную позицию в теле сферолитов.

Кристаллы *Сг-алюмомагнетита* характеризуются повышенными содержаниями Сг и встречены только в центральной зоне сферолитов 3 типа. Они образуют довольно крупные (до 0.1-0.2 мм) изометричные выделения среди кристаллов плагиоклаза и оливина (рис. 9, *a*) и мелкие (10-50 микрон) минеральные включения в оливине и плагиоклазе (рис. 9, *a*, δ). Центральные части крупных выделений

Сг-алюмомагнетита и мелкие минеральные включения как в оливине, так и в плагиоклазе, близки по составу (мас. %): TiO₂ 1.9–4.0; Al₂O₃ 10.6–14.5; Cr₂O₃ 7.1–10.6; V₂O₃ 0.4–0.8; FeO 60.6–67.7; MnO 0.2–0.5; MgO 3.9–7.2. Крупные выделения имеют зональное строение. В их краевых участках, на границе со стекловатым мезостазисом, заметно возрастает концентрация (мас. %): TiO₂ (5.3–6.4) и FeO (68.8–72.8), снижается – Al₂O₃ (5.1–7.3) и MgO (2.2–3.2) (Онлайн материалы, таблица ESM_4). Содержание V₂O₃ возрастает незначительно (до 1.0), а Cr₂O₃ (7.1–8.5) и MnO (0.3–0.4) остаются на одном уровне с центральными зонами.

Ті-магнетит встречен как в центральных, так и в краевых зонах сферолитов. Он образует две морфологические разновидности, несколько различные по содержанию титана и железа (Онлайн материалы, таблица ESM_4). Крупные (до 50–100 мкм) выделения титаномагнетита образуют тесные срастания с клинопироксеном в интерстициях между индивида-



Рис. 7. Состав пироксена сферолитов. *I* – каймы на оливине в его контакте со стекловатым мезостазисом, *2* – скелетные кристаллы в стекловатом мезостазисе.



Рис. 8. Состав шпинелидов сферолитов. Границы и названия полей – по [41].

1 – центральные части крупных зерен, ассоциирующих с кристаллами плагиоклаза и оливина; 2 – минеральные включения в оливине; 3 – минеральные включения в плагиоклазе; 4 – кристаллиты в стекловатом мезостазисе; 5 – Ті-магнетит из основной массы потока Черныш.

ми плагиоклаза и/или оливина (рис. 9, *в*). В их составе определены (мас. %): TiO_2 5.7–7.7; Al_2O_3 2.1–4.1; V_2O_3 0.5–0.7; FeO 80.6–81.8; MnO 0.3–0.8; MgO 1.1–2.1. Мелкие (5–20 мкм) кристаллиты в стекловатом мезостазисе (рис. 9, *г*) содержат существенно больше (мас. %) титана (TiO_2 11.9–15.5), ванадия (V_2O_3 0.9–1.4) и меньше железа (FeO 72.3–74.9), концентрации алюминия (Al_2O_3 2.6–4.1) и магния (MgO 0.9–3.5) в них изменяются незначительно и близки к таковым

для крупных выделений титаномагнетита. Ті-магнетит из основной массы потока Черныш близок по своему составу Ті-магнетиту интерстиций (рис. 8).

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ

Первичные расплавные включения (РВ) были обнаружены в оливинах из промежуточных и краевых зон сферолитов. Они представлены двумя разновидностями – природно-закаленными и частично раскристаллизованными РВ (рис. 10). Эти включения имеют округлую или овальную форму и размер от 15 до 75 мкм. Располагаются как поодиночке, так и в виде групп. Рядом друг с другом могут встречаться как частичнораскристаллизованнные, так и полностью стекловатые расплавные включения. Какой-либо приуроченности групп и отдельных включений к краевым или центральным зонам вкрапленников не установлено. Не обнаружено такой закономерности и в распределении включений с различной степенью раскристаллизованности. Включения с дочерними минералами встречаются как в центральных, так и в краевых частях зерен оливина.

Частично раскристаллизованные включения при комнатной температуре содержат стекло, газовый или усадочный пузырек и агрегат дочерних кристаллов (рис. 10, δ). Количество стекла может быть различным и варьировать от 10 и до 90 %. Дочерние кристаллы представлены минералами подгруппы рёнита, глиноземистыми пироксенами и шпинелью [12, 25]. Природно-закаленные стекловатые включения при комнатной температуре содержат гомогенное прозрачное стекло, иногда коричневатого оттенка и газовый или усадочный пузырек (рис. 10, a).

Частично раскристаллизованные расплавные включения, содержащие экзотическую высокоглино-





Cr-алюмомагнетит (Cr Al-Mt): *a* – крупное изометричное выделение в интерстиции между оливином и плагиоклазом и минеральное включение в оливине (центральная зона сферолита); *б* – субидиоморфное включение в краевой зоне плагиоклаза и зерно в интерстиции между двумя кристаллами плагиоклаза (зона, сложенная таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, рис. 3, *к*, *л*). Ti-магнетит (Ti-Mt) в зоне дендритного роста: *в* – выделения неправильной формы в тесном срастании с авгитом в интерстиции между индивидами плагиоклаза; *г* – кристаллиты в стекловатом мезостазисе. Вп – борнит. Изображения в обратнорассеянных электронах.



Рис. 10. Первичные расплавные включения (PB) в оливине из сферолитов потока Черныш. *а* – природно-закаленное PB; *б* – частично раскристаллизованное PB.

земистую ассоциацию дочерних фаз, подробно рассмотрены в работах [12, 25]. В этой статье мы рассматриваем стекловатые природно-закаленные расплавные включения и остаточные стекла частично раскристаллизованных включений, которые могут дать прямую информацию о составах захваченных расплавов и их потенциальной эволюции.

СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИНТЕРСТИЦИАЛЬНЫХ СТЕКОЛ

Содержание главных и примесных компонентов в стеклах расплавных включений в оливине и интерстициальных стекол между дендритами сферолитов приведено в (Онлайн материалы, таблица ESM 5).

Измеренные составы остаточных стекол как природно-закаленных (стекловатых) расплавных включений, так и частично раскристаллизованных PB разделяются на две отчетливо выраженные группы по содержанию некоторых главных компонентов, таких как SiO₂, CaO, Al₂O₃ (рис. 11). Первая группа составов представляет собой базальтовый расплав с содержанием SiO₂ 42–47 мас. %, CaO 13–16 мас. % и содержанием Al₂O₃ 22–26 мас. %. Вторая группа имеет несколько более широкие вариации составов и представлена остаточными стеклами с содержанием SiO₂ 50–65 мас. %, CaO 2–11 мас. % и содержанием Al₂O₃ 18–25 мас. % (рис. 11, *a*, *б*).

Интерстициальные остаточные стекла показывают еще более высокие содержания SiO_2 62–71 мас. %, более низкие концентрации CaO 2.7–5.8 мас. % и

значительно более низкие содержания Al_2O_3 от 9 до 15 мас. % (рис. 11, *a*, *б*).

Содержание титана в стеклах PB закономерно уменьшаются от 1.2 до 0.2 мас. % TiO_2 , по мере увеличения содержания SiO_2 . При этом в остаточных интерстициальных стеклах содержание титана заметно выше и варьирует от 3 до 0.8 мас. % TiO_2 . (рис. 11, ∂).

Содержание Na₂O имеет достаточно широкий разброс значений от 0.3 до 6 мас. % и не показывает каких-либо закономерностей. В то время как концентрации K_2O увеличиваются по мере увеличения SiO₂ (эволюции расплава) и достигают значений 2.7 мас. % в интерстициальных стеклах (рис. 11, *в*).

Содержания летучих компонентов, таких как фосфор и хлор, показывают общую тенденцию к увеличению концентраций по мере увеличения SiO₂ и K_2O и достигают максимальных значений в интерстициальных стеклах (рис. 12, *a*, *б*). SO₃ (сера), в противоположность, имеет значимые концентрации в остаточных стеклах и практически полностью отсутствует в интерстициальных стеклах (рис. 12, *в*).

обсуждение

Активность кислорода при кристаллизации сферолитов. Одним из важнейших параметров для реконструкции составов расплавов и их эволюции остается активность кислорода, которая контролирует распределение элементов с переменной валентностью и отвечает за форму нахождения многих элементов в расплаве. Основным методом опреде-



Рис. 11. Состав стекла в природно-закаленных и частично раскристаллизованных расплавных включениях в оливине из сферолитов потока Черныш.

l – реконструированные захваченные расплавы, *2* – основная масса потока Черныш, *3* – природно-закаленные PB, *4* – остаточные стекла PB, *5* – интерстициальные стекла.

ления фугитивности кислорода для базальтов является равновесие оливина со шпинелью, описанное в [29]. Это уравнение откалибровано для мантийных шпинелей с максимальными содержаниями хрома, и остается открытым вопрос, насколько корректно оно будет работать с Cr-алюмомагнетитами с высоким содержанием железа. В связи с этим мы использовали уравнение [13], откалиброванное для более широкого спектра составов.

Расчет фугитивности по этой формуле был проведен для Сг-алюмомагнетитов, захваченных оливином, плагиоклазом, и для оливин-плагиоклазшпинелевых сростков в центральных частях сферолитов (Онлайн материалы, таблица ESM_4). Для



Рис. 12. Содержание летучих компонентов в стеклах природно-закаленных и частично раскристаллизованных расплавных включений в оливине из сферолитов потока Черныш.

Условные обозначения см. на рис. 11.

включений в плагиоклазе принималось, что он кристаллизовался одновременно с оливином, и для расчетов использовался средний состав оливина с учетом того, что вариации состава оливина сферолитов незначительны. Полученные результаты достаточно однородны и фугитивность кислорода соответствует буферу NNO +1.8 (± 0.2 лог. ед.). При этом нельзя забывать, что сферолиты после образования могли достаточно долго находиться в магме малоглубинной магматической камеры до извержения, что могло привести к изменению Fe/Mg отношения у алюмошпинелей и исказить оценки активности кислорода.

Для уточнения были проведены расчеты фугитивности с использованием равновесия магнетит-расплав [27], что, на наш взгляд, ближе по составам оксидов к обсуждаемым Cr-алюмомагнетитам и позволяет в том числе сделать оценки на основании магнетитов интерстициальных стекол и основной массы. Значения фугитивности кислорода, определенные на основе магнетитов, в остаточных интерстициальных стеклах находятся в диапазоне -0.7 – +1.7 от буфера NNO (Онлайн материалы, таблица ESM 4). Равновесие магнетит-остаточное стекло расплавных включений (при измерении состава магнетитов из расплавных включений) показывает значительно более окисленные условия в закрытой системе расплавного включения и достигает в некоторых включениях значений фугитивности NNO+5.7, при этом большинство магнетитов в расплавных включениях имеют более низкие значения, в среднем NNO+2.7. Необходимо отметить, что редкие стекловатые расплавные включения в магнетитах из интерстиций сферолитов показывают значения фугитивности, аналогичные равновесию магнетит-остаточное стекло.

Измерение составов магнетитов из основной массы потока Черныш показало, что они достаточно близки к магнетитам интерстиций сферолитов и показывают значения NNO -0.6 – +0.3 (Онлайн материалы, таблица ESM_4). В качестве оценки состава равновесного расплава был взят средний состав основной массы потока (Онлайн материалы, таблица ESM_5).

Ранее оценки фугитивности кислорода при кристаллизации алливалитов Курило-Камчатского региона приводились в работе [15]. Они основывались на данных по очень редким включениям хромшпинелидов в оливине и хромитов из расплавных включений в нем для алливалитов вулканов Ксудач и Головнина. В алливалитах из других вулканов этого региона хромшпинелидов обнаружено не было. Сделанные оценки fO_2 соответствуют буферу NNO +1 – NNO +2. Полученные нами данные в среднем находятся в хорошем соответствии с этими оценками. Для условий кристаллизации сферолитов вулкана Кудрявый мы принимаем аналогичные значения NNO +1.6 – NNO +2.

Реконструкция составов захваченных расплавов. Выяснение состава расплава, из которого кристаллизовались сферолиты, невозможно на основа-

нии валовых составов самих сферолитов или состава выносившей их магмы. Одной из немногих возможностей установить эти составы является изучение первичных расплавных включений, захваченных главными минералами – оливином и плагиоклазом. Как уже отмечалось выше, плагиоклазы практически не содержат визуально диагностируемых при использовании максимального увеличения микроскопа включений минералообразующей среды. В то время как оливин содержит как раскристаллизованные, так и стекловатые расплавные включения. Первичные стекловатые природно-закаленные РВ не имеют дочерних кристаллических фаз, и их состав изменялся после захвата только благодаря кристаллизации оливина из захваченного расплава на стенках включения. Используя их составы, можно реконструировать состав расплава, который был захвачен при кристаллизации оливина сферолитов. После консервации расплавное включение претерпевает не только кристаллизацию оливина на стенках, но и целую серию других постзахватных изменений. Работы последнего десятилетия показали, что одним из важнейших таких процессов является потеря РВ воды [50, 53], кремния [54] и диффузионное переуравновешивание FeO, MgO [32, 35]. Используя методику из работы [54], была проведена реконструкция потерянных из расплавных включений SiO₂ и H₂O. В качестве породы для определения индекса насыщенности Si (Qz*) были выбраны составы посткальдерных базальтов P-760/97 и P-427/95 из работ [18, 48] с наиболее близкими магнезиальностью и отношением несовместимых элементов, таких как CaO/Al₂O₂. Базальт Р760/97 был использован для низкокремнистых составов с отношением $CaO/Al_2O_2 > 0.57$ и базальт Р-427/95 для включений с содержанием SiO₂ > 52 мас. % и CaO/Al₂O₃ < 0.42.

Следующим этапом реконструкции является восстановление состава захваченного расплава путем расчетного «растворения» оливина со стенок включения с использованием алгоритмов, заложенных в программу Петролог 3 [32, 35]. Наиболее сложным моментом при проведении такой реконструкции является независимое определение исходного содержания FeO в захваченном расплаве, для чего используются либо валовые составы пород [32], либо результаты моделирования диффузионной зональности оливина вокруг включения [16, 34]. В последние годы появилось несколько публикаций, посвященных реконструкции генезиса магм, участвовавших в образовании вулканов кальдеры Медвежья [7, 9, 11, 18, 24, 48], которые позволили составить представительную выборку по составам пород и определить зависимость содержа-



Рис. 13. Зависимость содержания FeO от отношения CaO/Al_2O_3 для базальтов и андезибазальтов кальдеры Медвежья (1) и влк. Меньший Брат (2).

ния FeO_{общ.} от отношения несовместимых для оливина элементов CaO/Al₂O₃ (рис. 13). Из полученной выборки посткальдерных пород кальдеры Медвежья нам пришлось отдельно рассмотреть породы вулкана Меньший Брат, где эти компоненты образуют четкий линейный тренд, отличающийся от остальных пород кальдеры. Зависимость содержания FeO общ для посткальдерных основных и средних пород вулканов Медвежий, Средний и Кудрявый описывается формулой $FeO_{0.001} = 27.245 \cdot CaO/Al_2O_3 - 5.3309 (R^2 = 0.83)$, которая и была взята за основу для независимого определения железа в исходном составе захваченного расплава РВ. Моделирование было проведено с использованием программы Петролог 3.1 с использованием кислородного буфера NNO +1.5. Равновесие оливин-расплав, по [33]: из-за необходимости учета воды в расплаве, железо рассчитывалось индивидуально для каждого включения по вышеприведенной формуле. В случае, если расчетное железо было ниже измеренного, то измеренные значения были оставлены без коррекции. Результаты приведены в (Онлайн материалы, таблица ESM 6).

Реконструкция захваченных расплавов показала, что кристаллизация оливина сферолитов происходила из низкокалиевых, умеренномагнезиальных (содержание MgO до 8 мас. %) и, в большинстве своем, низкоглиноземистых расплавов ($Al_2O_3 < 16.5$ мас. %). На TAS диаграмме реконструированные расплавы делятся на 2 четкие группы: 1-я – это базитовые расплавы с содержанием SiO₂ 48.5–50 мас. %, и 2-я группа – андезит–дацитовые составы (SiO₂ 61.8–65 мас. %). При этом необходимо отметить, что никакой зависимости реконструированных составов от расположения оливина в разных зонах сферолитов не обнаружено. *Летучие компоненты*. Летучие компоненты, и в первую очередь вода, оказывают важнейшее влияние на условия образования родоначальных расплавов и их дальнейшей эволюции. Первичные основные магмы в зонах субдукции выплавляются в мантийном клине при активном участии флюидов, выделяющихся при дегидратации субдуцирующей океанической коры [40, 45, 52, 55, 57, 60 и др].

Дальнейший подъем магм, зачастую обогащенных этими флюидами, приводит к процессам кристаллизации и фракционирования при более низких РТ параметрах в малоглубинных коровых магматических камерах.

В последнее десятилетие было показано, что вода, захваченная расплавными включениями, может удаляться из включения путем диффузионного обмена как в процессе извержения в лавовом потоке [30, 31, 36, 46, 53], так и в ходе термометрических экспериментов по гомогенизации включений [44, 50], несмотря на соблюдение рекомендаций по сокращению времени высокотемпературных экспериментов для минимизации диффузионных процессов [21]. В связи с этим данные, полученные при непосредственном измерении воды в стеклах расплавных включений, следует рассматривать как заниженные значения.

Реконструкция содержаний воды в захваченном расплаве проводилась двумя методами: по модели [54] и по зависимости коэффициента распределения кальция между оливином и расплавом после реконструкции процессов кристаллизации оливина на стенках включений [38]. Полученные результаты показывают, что содержание воды в захваченных расплавах в некоторых случаях могло достигать 7 мас. %. (Онлайн материалы, таблица ESM 6). Надо отметить, что содержания воды несколько увеличиваются по мере увеличения содержания SiO, и падения равновесной температуры. В наиболее магнезиальных расплавах содержания воды варьируют в диапазоне 2-5 мас. %, что в среднем, особенно для определений по методике [54], - 1.9-3.3 мас. % H₂O, находится в хорошем соответствии с оценками водосодержания при кристаллизации алливалитов, приведенными в работе [15]. Интересным является тот факт, что оценки, полученные по распределению Са в паре оливин-расплав, достаточно стабильны и показывают средние значения в 4-5 мас. %, характерные для мантийных базальтовых магм в надсубудкционных обстановках [51]. Полученные новые оценки водосодержания при кристаллизации сферолитов потока Черныш неплохо согласуются с данными по содержанию Н₂О в исходных основных расплавах при кристаллизации вкрапленников оливина в высокомагне-



Рис. 14. Зависимость содержания S от Fe в реконструированных захваченных расплавах из оливина сферолитов влк. Кудрявый.

Сплошная линия – линия насыщения базальтового расплава сульфидной серой, по [49]. Пунктирная линия – экспериментальная кривая насыщения базальтового расплава при T = 1200 °C и 1 атм., по [42].

зиальных базальтах вулкана Меньший Брат [9, 11], находящегося в нескольких километрах от вулкана Кудрявый и потенциально имеющего те же магматические источники.

Содержание хлора в реконструированных захваченных расплавах варьирует от 0.07 до 0.18 мас. % и имеет отчетливую положительную корреляцию с SiO₂ и K₂O, показывая его накопление по мере эволюции расплава (рис. 12, δ).

Фосфор в первичных расплавах, из которых кристаллизовался оливин из сферолитов, имеет концентрации ниже предела обнаружения рентгеноспектрального метода, и только в наиболее высококремнистых включениях составляет 0.18-0.28 мас%. Значимые содержания отмечаются в интерстициальных стеклах (0.2-0.8 мас. % P_2O_5) и некоторых остаточных стеклах раскристаллизованных расплавных включений (рис. 12, *a*).

Содержания серы в расплавных включениях варьируют от 0.05 до 0.23 мас. % (Онлайн материалы, таблица ESM_6). Полученные значения в большинстве своем находятся выше экспериментальной линии насыщения базальтового расплава сульфидной серой [42] и по большей части превышают линию составов стекол морских базальтов, содержащих сульфидную фазу [49] (рис. 14). Самостоятельной сульфидной фазы в стекловатых расплавных включениях нами обнаружено не было, что позволяет предполагать, что при P-T-fO₂ параметрах захвата включений сера была растворена в расплаве, вероятно в сульфатной, а не сульфидной форме.

Эволюция расплава при кристаллизации сферолитов. Полученные новые многочисленные дан-

ные по составам исходных расплавов, остаточных стекол расплавных включений и интерстициальных (интеркумулусных) стекол позволяют рассмотреть эволюцию расплава при кристаллизации оливинплагиоклазового парагенезиса. По своей сути, остаточные стекла расплавных включений представляют собой различные этапы (фрагменты) кристаллизации расплава в квазизакрытой системе.

Рассмотрим соотношения составов реконструированных расплавов, из которых росли сферолиты, составы остаточных стекол стекловатых и частично раскристаллизованных РВ и составы интерстициальных остаточных стекол. Остаточные стекла стекловатых РВ можно рассматривать результатом как кристаллизации оливина на стенках включений, так и эволюции материнского расплава при совместной кристаллизации оливина и плагиоклаза с последующей кристаллизацией оливина на стенках включений. Остаточные стекла частично раскристаллизованных РВ будут характеризовать крайнюю степень потенциально фракционированного исходного расплава, так же как интерстициальные стекла характеризуют реальные процессы фракционирования (эволюции) при образовании сферолитов в открытой системе. Для изучений процессов эволюции рассматривались водные реконструированные расплавы, измеренные остаточные стекла РВ и интерстициальные стекла.

Все типы изученных расплавов образуют единый тренд по мере увеличения содержания SiO₂ от 42 до 71 мас. %. Как и реконструированные захваченные расплавы, изученные остаточные стекла имеют бимодальное распределение: это группа высококальциевых и низкокремнистых основных составов и группа андезит–дацитовых составов (рис. 11).

Понижение содержания СаО по мере эволюции расплава довольно хорошо контролируется кристаллизацией основного плагиоклаза. Однако в некоторое противоречие с этим входит поведение алюминия. При кристаллизации плагиоклаза алюминий должен расходоваться быстрее кальция, а мы наблюдаем относительно стабильные содержания алюминия как в остаточных стеклах, так и в первичных захваченных расплавах. Исключение составляют андезит-дацитовые интерстициальные стекла, которые показывают значительное снижение содержаний, что хорошо объясняется кристаллизацией позднего (интеркумулусного) плагиоклаза (An₄₈₋₆₀) (Онлайн материалы, таблица ESM 1). Подобная рассогласованность в поведении этих элементов может говорить о том, что при эволюции остаточного расплава в закрытой системе РВ вместо (или вместе) плагиоклаза могли кристаллизоваться высококальциевые и относительно низкоглиноземистые минералы.

Содержания железа в захваченных и остаточных стеклах расплавных включений закономерно снижаются с увеличением SiO_2 (рис. 11, *e*). Его концентрации контролируются кристаллизацией оливина на стенках включения и Fe-Mg переуравновешиванием оливин-расплав после захвата включения. Интересен факт, что максимальные содержания FeO в остаточных интерстициальных стеклах близки к максимальным содержаниям в реконструированных захваченных базальтовых расплавах (Онлайн материалы, таблица ESM_6), что предполагает возможность в некоторых случаях проводить оценку исходного (захваченного) железа для постзахватной реконструкции расплавных включений в оливине.

Заметное увеличение в интерстициальных стеклах содержаний некоторых второстепенных элементов, таких как К, Р и Ті (рис. 11, *в*, *д*; рис. 12, *а*), показывает, что они ведут себя как несовместимые элементы. При этом K_2O закономерно увеличивается по мере эволюции остаточных стекол в расплавных включениях, в то время как титан снижается по мере увеличения содержания SiO₂, что может говорить о кристаллизации оксидов в закрытой системе расплавного включения и накоплении железа, несмотря на кристаллизацию оливина. Можно предположить, что плагиоклаз играл доминирующую роль при кристаллизации сферолитов.

Необходимо отметить практически полное отсутствие серы в интерстициальных стеклах, в то время как в расплавных включениях в оливине, как уже отмечалось выше, содержания серы находятся на уровне, близком к насыщению. Это может говорить о том, что к моменту завершения формирования сферолитов произошла смена P-T-fO₂ параметров и сера была удалена из расплава отделением сульфидных (расплавов или кристаллов) или флюидных фаз.

Температуры кристаллизации сферолитов. Непосредственное определение температур кристаллизации на основании данных по температурам гомогенизации расплавных включений в оливине вызывает сложности из-за значительной потери воды из PB как в процессе постзахватных изменений, так и в течение экспериментов по гомогенизации. Полученные ранее температуры гомогенизации расплавных включений в оливине алливалитов Камчатки показывают достаточно широкий диапазон значений от 1430 до 1050 °C [15, 19, 23]. При этом температуры равновесия оливин-расплав с учетом водосодержания в 3–3.5 мас % H_2O в работах [15, 26] в большинстве своем значительно ниже и составляют 970–1080 °C. Полученные нами равновесные температуры для первичных расплавных включений в сферолитах потока Черныш вулкана Кудрявый составляют 970–1075 °С (Онлайн материалы, таблица ESM_6), что полностью совпадает с проведенными ранее оценками.

Структурные особенности сферолитов. Предыдущие исследования показывают, что включения алливалитов в продуктах извержений вулканов Курило-Камчатской вулканической дуги обладают большим разнообразием структурно-текстурных особенностей [15 и ссылки в данной работе]. В подавляющем большинстве случаев минералы алливалитов образуют кумулятивные равномернозернистые и порфировидные структуры. В работе [15] описаны концентрически-зональные образования с вулкана Кудрявого, в которых ядро сложено крупными гипидиоморфными кристаллами оливина и плагиоклаза, а периферическая зона имеет сложное строение. Эти образования абсолютно идентичны изученным нами сферолитам.

По мнению процитированных выше авторов, внешняя зона концентрически-зональных алливалитов вулкана Кудрявого образовалась в результате травления при попадании их в виде обломков в транспортирующую магму. Этим же явлением они объясняют и округлую форму ксенолитов.

Детальное петрографическое исследование сферолитов потока Черныш показало, что индивиды плагиоклаза внешних зон не несут отчетливых признаков травления. Напротив, они имеют все признаки полицентрического роста: ветвистые формы, контролируемые симметрией плагиоклаза при сохранении монокристалличности дендритного кристалла в целом (рис. 15). Здесь следует отметить, что в обсуждении строения сферолитов мы будем употреблять термины дендритный и полицентрический кристалл. Под дендритным строением мы подразумеваем ветвистую морфологию кристаллов и индивидов безотносительно механизма их образования. Упоминая полицентрическое строение, мы подразумеваем, что речь идет о монокристалле, форма которого определяется разрастанием отдельных его блоков – субиндивидов, с сохранением монокристалличности.

Наличие сростков оливина с плагиоклазом, характер их взаимоотношений и наличие включений этих минералов друг в друге свидетельствует об их совместном росте и предполагает, что условия образования сферолитов отвечали оливин-плагиоклазовой (троктолитовой) котектике. При этом и оливин, и плагиоклаз являются наиболее ранними минералами, кристаллизующимися из расплава. Одновременная кристаллизация оливина и плагиоклаза из расплавов базальт-андезибазальтового состава возможна при давлении, не превышающем 8–9 кбар, и температуре 1100–1200 °С, при снижении температуры к оливину и плагиоклазу присоединяется клинопироксен [28, 59]. При добавлении воды давление для оливинплагиоклазовой котектики уменьшается до 3–4 кбар, но в парагенезисе может появиться клинопироксен, а температура кристаллизации снижается до 950 °С [28, 39].

Определенные нами параметры кристаллизации минералов в сферолитах хорошо согласуются с данными, приведенными в [15, 26], но наши оценки содержания воды в исходных расплавах несколько выше. Таким образом, начальные стадии кристаллизации крупнозернистого плагиоклаза и оливина (ядерные части сферолитов) соответствуют ликвидусу и вполне согласуются с моделью образования кумулятов в малоглубинном магматическом очаге. Однако дендритное строение внешней зоны сферолита объяснить в рамках образования и эволюции кумулуса не представляется возможным.

Отсутствие признаков растворения у сферолитов и совершенно очевидные ростовые формы (рис. 15) противоречат предложенной ранее модели, предполагающей частичное растворение фрагмента кумулята [15]. В то же время зональное строение и текстурные различия ядра и внешней зоны сферолитов предполагают значительное изменение кинетики роста кристаллов плагиоклаза и оливина.

Дендритные кристаллы возникают при усилении анизотропии скоростей роста вследствие перехода к скелетному росту [58] или при полицентрическом росте. Полицентрический рост, благодаря которому, как показано выше, происходило разрастание внешней зоны сферолита, предполагает, что в сложившихся условиях плоский фронт роста граней перестает быть стабильным и разбивается на серию одновременно растущих блоков (доменов), которые носят название субиндивидов. Каждый субиндивид, являясь частью одного монокристалла, тем не менее способен развиваться самостоятельно. Проведенные нами наблюдения показывают, что развитие субиндивидов плагиоклаза и их рост, вероятно, определяются развитием двойникования кристаллов плагиоклаза по бавенскому закону.

Экспериментальные исследования показывают, что дендритная морфология кристаллов магматических минералов является следствием увеличения степени переохлаждения расплава. В работах [47, 61] на основании экспериментальных данных показано, что переход от полиэдрической морфологии растущих кристаллов к скелетной при кристаллизации плагио-



Рис. 15. Строение сферолитов.

а и *в* – оптическое изображение шлифа в поляризованном свете (николи скрещены, ширина шлифа – 2 см); б и *г* – схема строения для каждого из изображений. В серых тонах показаны кристаллы плагиоклаза, зеленым цветом – вростки оливина, желтым – кристаллы пироксена. Стрелками показано предполагаемое направление роста дендритных ветвей внешней зоны сферолита. Прямые штрихи – схематическое изображение швов полисинтетических двойников; черный пунктир – схематическое изображение швов двойников по бавенскому закону, зеленый пунктир – примерная граница вкрапленника плагиоклаза, после которой начинается рост дендритных ветвей.

клаза из собственного или базальтового расплава происходит при переохлаждении (DT), превышающем 50–70 °C.

Причинами резкого падения температуры магматического расплава могут быть декомпрессия и связанная с этим дегазация; смешение с более низкотемпературной магмой; внедрение в блок холодных пород. Третий случай можно сразу исключить, так как мы рассматриваем процессы, протекающие в области активного вулканизма с высокими величинами теплового потока. Таким образом, остаются два возможных механизма.



Рис. 16. Схема образования сферолитов при активизации внешнего надкумулусного слоя.

На верхних рисунках серым цветом показаны кристаллы плагиоклаза, зеленым – кристаллы оливина; на нижних рисунках в красных тонах показана в различной степени закристаллизованная подвижная магма, в зеленых тонах – в различной степени уплотненный кумулус.

Смешение магм в областях питания островодужных вулканов – типичное явление. Оно проявляется в наличии контрастных по составу продуктов одновозрастных извержений, структурно-текстурных особенностях (признаки минглинга, полосчатые пемзы и лавы) и характерном изменении зональности породообразующих минералов. Ни один из этих признаков не проявлен в структурно-текстурных особенностях и составе минералов алливалитов из четвертичных вулканитов Камчатки и Курильских островов. Более подробный анализ этого вопроса можно найти в [15]. Следовательно, связать изменение кинетики роста плагиоклаза сферолитов со смешением с более низкотемпературной магмой не представляется возможным.

Таким образом, из всех возможных механизмов, которые могли привести к резкому градиенту температуры, остается только снижение температуры за

счет декомпрессии. Декомпрессия может быть связана с раскрытием жерла вулкана непосредственно перед извержением.

Так как кумулятивная природа алливалитов не вызывает сомнения, для объяснения причин развития сферолитов мы будем считать, что плагиоклаз и оливин накапливаются в придонном слое промежуточного очага магмы, питающей извержения вулкана Кудрявого. Это согласуется со строением палеоостроводужных ультрамафит-мафитовых массивов в складчатых областях (см. например, [6]).

Для построения модели развития сферолита (рис. 16) необходимо отметить то, что дендритные ветви внешней зоны часто являются продолжением кристаллов плагиоклаза, слагающих ядерную часть сферолита (рис. 15). Образование внешней зоны, где все ветви растут радиально от центра, предполагает, что затравочные кристаллы были со всех сторон окружены расплавом. В этой связи мы предполагаем, что непосредственно перед началом образования этой зоны затравочные кристаллы находились во взвешенном состоянии, а не являлись частью уплотненного кумулуса (рис. 16). Вероятно, степень закристаллизованности магмы вблизи границы со слоем кумулуса неоднородна и уменьшается по мере удаления от него. Гломеропорфировые сростки плагиоклаза равномерно разрастаются во все стороны вплоть до момента соприкосновения с остальными кристаллами при продвижении фронта кристаллизации.

Раскрытие жерла, связанная с этим декомпрессия и начало движения магмы вверх по жерловому каналу в первую очередь коснутся именно тех гломеропорфировых сростков, которые находятся в наименее закристаллизованной части кумулята. Резкое падение температуры, которое превысит границу в 50-70 °С, приводит к переходу от плоскогранного к скелетному и дендритному росту плагиоклаза, благодаря эффектам, описанным в [37, 58]. По этой причине плоский фронт внешних зон кристаллов, слагающих гломеропорфировые сростки (ядра сферолитов 2 типа), разобьется на субиндивиды, которые далее будут разрастаться во все стороны в виде дендритных ветвей. В тех случаях, когда во внешних частях сростков присутствуют более мелкие кристаллы (ядра сферолитов 1 и 3 типа), они также послужат затравками для развития дендритных ветвей.

Переохлаждение расплава, по-видимому, приводит к увеличению скорости зародышеобразования оливина, что выражается в увеличении количества включений этого минерала в дендритных ветвях плагиоклаза. Наличие ветвистых вростков оливина, ориентированных в соответствии с векторами скоростей роста дендритных ветвей плагиоклаза, подтверждает одновременную кристаллизацию этих двух минералов и соответственно условия, соответствующие оливин-плагиоклазовой котектике, которые определяли и состав гломеропорфировых сростков. Таким образом, отсутствие зональности в составах оливина и плагиоклаза и выдержанность минерального состава котектики в ядрах и внешних зонах еще раз подтверждают, что переход к образованию дендритных ветвей связан только с резким падением температуры, а не какими-либо иными причинами.

Предложенная нами модель (рис. 16) не исключает той, которая предложена в работе [15]. Процессы перемещения магм в питающих областях вулканов многообразны и могут быть связаны с их прорывами из одной камеры через кумуляты другой. По мере опустошения конкретной камеры может происходить разрушение слоев и корок кумулятов и поступление их в виде обломков в перемещающиеся к поверхности порции. При определенных соотношениях переохлаждения и скорости перемещения ксенолитов они также могут обрастать дендритными каймами и образовывать сферолиты. Этот механизм может работать и при прорыве магмы через закристаллизованные участки других камер. Однако в этом случае, чтобы наблюдать такие особенности составов минералов, какие зафиксированы в сферолитах вулкана Кудрявый, состав этой магмы должен быть близок к тому составу, из которого образовался разрушаемый кумулят.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования продемонстрировали, что образование минералов алливалитовых сферолитов связано с кристаллизацией в малоглубинной магматической камере (не более 3-4 кбар) магмы, исходно имевшей состав обогащенного водой (в среднем 4.2 мас. % Н₂О) низкоглиноземистого и низкокалиевого базальта при температурах 970-1075 °С в окислительной обстановке, соответствующей буферу NNO +1.6 – NNO +2. Ранние минералы сферолитов – оливин и плагиоклаз с подчиненным количеством пироксена – образовывали крупные кристаллы, формирующие кумулят. Широкие вариации расплавов от базальтового во включениях и до андезитового и дацитового составов в интерстициальных стеклах вероятнее всего связаны с эволюцией интеркумулусной жидкости.

Очевидные признаки смены механизма роста кристаллов плагиоклаза с полиэдрического на дендритный предполагают, что сферолиты образуются в результате захвата верхней, наименее плотной части кумулята поднимающейся магмой, которая испытывает быстрый сброс температуры не менее чем на 50– 70 °С. При этом однородность составов плагиоклаза и оливина говорит о том, что причиной такого резкого переохлаждения была декомпрессия магмы, возможно связанная с раскрытием жерлового канала в ходе извержения 1883 года, породившего поток Черныш.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают необходимым отметить важную роль в данном исследовании заведующего лабораторией вулканологии и вулканоопасности ИМГиГ ДВО РАН, к.г.-м.н. А.В. Рыбина, который оказал неоценимую помощь в организации полевых работ в кальдере Медвежья на о. Итуруп в 2014 году. Авторы выражают искреннюю признательность и благодарность инженеру ИГМ СО РАН О.Ю. Дубровиной за помощь в визуализации реконструкции строения сферолитов, рецензентам – за ценные замечания и дискуссию.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 23-27-00216.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурикова И.А., Парфенова О.В. Алливалиты как показатель фракционной кристаллизации низкокалиевых известково-щелочных серий островодужного типа // Геохимия, 2013. № 1. С. 38–49.
- Волынец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С. 124–167.
- 3. Дистлер В.В., Юдовская М.А., Знаменский В.С., Чаплыгин И.В. Элементы группы платины в современных фумаролах вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильская островная гряда) // ДАН. 2002. 387. № 2. С. 237–241.
- Ермаков В.А., Семакин В.П. Геология кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) / Докл. АН. 1996. Т. 351, № 3. С. 361–365.
- Ермаков В.А., Штейнберг Г.С. Вулкан Кудрявый и эволюция кальдеры Медвежья (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология, 1999. № 3. С. 19–40.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 93–111.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Толстых М.Л., Царева Г.М., Кононкова Н.Н. Состав и источники магм кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. 2004. 5. С. 467–487.
- Кременецкий А.А., Чаплыгин И.В. Содержание рения и других редких металлов в газах вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) // ДАН. 2010. 430. 3. С. 365–370.
- Кузьмин Д.В., Низаметдинов И.Р., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю., Шевко А.Я., Гора М.П., Рыбин А.В. Магнезиальные базальты кальдеры Медвежья: основные магмы и их источники на примере вулкана Меньший Брат (о. Итуруп) // Петрология. 2023. Т. 31, № 3. С. 238–262.
- Масуренков Ю.П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии // Бюллетень вулканологической станции. 1974. № 50. С. 10–18.
- Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Рыбин А.В., Кулаков И.Ю. Вода в родоначальных базальтовых магмах вулкана Меньший Брат (о. Итуруп, Курильские острова) // Докл. АН. 2019. Т. 486(1). С. 93–97.
- Низаметдинов И.Р., Шевко А.Я., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Котов А.А., Секисова В.С., Тимина Т.Ю. Высокоглиноземистые дочерние парагенезисы из расплавных включений в оливине вулканов Кудрявый и Меньший Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп) // Тихоокеан. геология. 2024. Т. 44, № 4. С. 80–105.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Тестирование Ol–Opx–Sp оксибарометра Балльхауса–Берри–Грина и калибровка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом // Геохимия. 2016. № 4. С. 323–343.

- Пискунов Б.Н., Рыбин А.В., Сергеев К.Ф. Петрогеохимическая характеристика кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // Докл. АН. 1999. Т. 368, № 3. С. 380–384.
- Плечов П.Ю., Шишкина Т.А., Ермаков В.А., Портнягин М.В. Условия формирования алливалитов – оливинанортитовых кристаллических включений – в вулканитах Курило-Камчатской дуги // Петрология. 2008. Т. 16, № 3. С. 248–276.
- Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В., Плечов П.Ю. Петрология "авачитов" высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана, Камчатка: П. Расплавные включения в оливине // Петрология. 2005. Т. 13, № 4. С. 358–388.
- 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.
- Рыбин А.В., Чибисова М.В., Смирнов С.З., Мартынов Ю.А., Дегтерев А.В. Петрохимические особенности вулканических комплексов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2, № 4. С. 377–385.
- Селянгин О.Б. О температуре образования некоторых кристаллических включений в современных вулканитах Камчатки // Бюллетень вулканологической станции, 1975. № 51. С. 74–76.
- Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулкано-структур. 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.
- 22. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Дриль С.И., Бейли Д., Митрейкина О.Б. Природа низкокремнеземистых оливинанортитовых включений и условия их формирования // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 85–96.
- 23. Фролова Т.И., Плечов П.Ю., Тихомиров П.Л., Чураков С.В. Расплавные включения в минералах алливалитов Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия. 2001. Т. 39, № 4. С. 382–393.
- 24. Чибисова М.В., Рыбин А.В., Мартынов Ю.А., Округин В.М. Химический состав и минералогия базальтов вулкана Меньший Брат (о. Итуруп, Курильские острова) // Вест. КРАУНЦ. Науки о земле. 2009. Вып. 13. № 1. С. 179– 186.
- 25. Шевко А.Я., Смирнов С.З., Гора М.П., Кузьмин Д.В., Тимина Т.Ю. Низкотитанистый аналог рёнита в расплавных включениях из оливин-анортитовых сферолитов вулкана Кудрявый (о. Итуруп): Материалы XVII Всерос. конф. по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д-ра геол.-минер. наук Феликса Григорьевича Рейфа (1936–2008). Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 12–17 сентября 2016. С. 186–188.
- 26. Шишкина Т.А., Плечов П.Ю., Портнягин М.В. Условия формирования оливин-плагиоклазовых кумулятов вулкана Ксудач (Камчатка) // Изв. высших учебных заведений. Сер. Геология и разведка. 2009. № 1. С. 8–17
- Arato R., Audetat A. FeTiMM—A New Oxybarometer for Mafic to Felsic Magmas // Geochemical Perspectives Letters. 2017. 5. P. 19–23.

- Baker D.R., Eggler D.H. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar; application to the Aleutian volcanic center of Atka // Amer. Mineral. 1987. V. 72, I. 1–2. P. 12–28.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen Geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 27–40.
- Bucholz C.E., Gaetani G.A., Behn M.D., Shimizu N. Postentrapment modification of volatiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions // Earth and Planetary Science Letter. 2013. V. 374. P. 145–155.
- Chen Y., Provost A., Schiano P., Cluzel N. The rate of water loss from olivine-hosted melt inclusions // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 162. P. 625–636.
- 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 Petrolog. 2000. 38. P. 68–83.
- Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. 110. P. 265–280.
- Danyushevsky L.V., Sokolov S., Falloon T. Melt inclusions in phenocrysts: using Diffusive re-equilibration to determing the cooling history of a crystal, with implications for the origin of olivine-phyric volcanic rocks // J. Petrology. 2002. V. 43. P. 1651–1671.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Y. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V 12, N 7. Q07021.
- Gaetani G.A., O'Leary J.A., Shimizu N., Bucholz C.E. Newville M. Rapid reequilibration of H₂O and oxygen fugacity in olivinehosted melt inclusions // Geology. 2012. V. 40. P. 915–918.
- García-Ruiz J.M., Otálora F. Crystal Growth in Geology: Patterns on the Rocks // INishinaga T, Rudolph P, editors. Handbook of Crystal Growth, V. II. Elsevier. 2015. P. 1–43.
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C., Carr M.J., Tenner T., Ozerov A.A Calcium-in-Olivine Geohygrometer and its Application to Subduction Zone Magmatism // J. Petrology. 2016. 57. 9. P. 1811–1832.
- Green T.H. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite // American Society of Mechanical Engineers (Paper), 1982. P. 465–487.
- 40. Grove T.L., Till C.B., Krawczynski M.J. The Role of H₂O in subduction zone magmatism // Annual Review of Earth and Planetary Scie. 2012. V. 40. N 1. P. 413–439.
- Haggerty S.E. Oxide mineralogy of the upper mantle. Spinel mineral group // Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance (D.H. Lindsley, editor). Reviewes in mineralogy // Mineralogical society of America. 1991. V. 25. P. 355–416.
- Haughton D.R., Roeder P.L., Skinner J.B. Solubility of sulfur in mafic magmas // Econ. Geol. 1974. V. 69, N. 4. P. 451–467.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analyses // Geostandards Newsletter. J. of Geostandards and Geoanalysis 1980. 4. P. 43–47.
- 44. Kamenetsky V.S., Zelensky M., Gurenko A. et al. Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volca-

no, Kamchatka): Part II. Composition, liquidus assemblage and fractionation of the silicate melt // Chem. Geol. 2017. V. 471. P. 92–110.

- Kelley K.A., Plank T., Newman S., Stolper E.M., Grove T.L., Parman S., Hauri E.H. Mantle melting as a function of water content beneath the Mariana Arc // J. Petrology. 2010. V. 51. P. 1711–1738.
- Lloyd A., Plank T., Ruprecht P., Hauri E., Rose W.I. Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 165, N 1. P. 129–153. 10.1007/s00410-012-0800-2.
- Lofgren G. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization // American J. Science. 1974. V. 274. P. 243–273.
- Marynov Y.A., Rybin A.V., Chibisova M.V., Ostapenko D.S., Davydova M.Y. Basaltic volcanism of Medvezhia caldera on the Iturup Island of Kurile Isles: impact of regional tectonics on subduction magmatism // International Geology Review. 2022. DOI: 10.1080/00206814.2022.2039885.
- Mathez E.A. Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass // J. Geophys. Res.. 1976. V. 81, N. 23. P. 4269–4276.
- 50. Mironov N., Portnyagin M., Botcharnikov R., Gurenko A., Hoernle K., Holtz F. Quantification of the CO₂ budget and H₂O-CO₂ systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H₂O pressure // Earth and Planetary Science Letters. 2015. 425. P. 1–11.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace P.J. Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt% water on average? // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 364. P. 168–179.
- 52. Portnyagin M.V., Hoernle K., Plechov P.Y., Mironov N.L., Khubunaya S.A. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 255 (1–2). P. 53–69.
- Portnyagin M., Almeev R., Matveev S., Holtz F. Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. 272. P. 541–552.
- Portnyagin M.V., Mironov N.L., Botcharnikov R., Gurenko A., Almeev R., Luft C., Holtz F. Dehydration of melt inclusions in olivine and implications for the origin of silica-undersaturated island-arc melts // Earth and Planetary Science Letters. 2019. 517. P. 95–105.
- 55. Schmidt M.W., Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // Earth and Planetary Science Letter. 1998. V. 163. P. 361–379.
- 56. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Anderson A.T., Arndt N.T., Chung S-L, Garcia M.O., Gurenko A.A., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A, Suschevskaya N.M., Teklay M. Estimating the amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.
- Stolper E., Newman S. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas // Earth and Planetary Science Letter. 1994. V. 121. P. 293–325.

- Sunagawa I. Characteristics of crystal growth in nature as seen from the morphology of mineral crystals // Bull. Mineral. 1981. V. 104. P. 81–87.
- Thompson R.N. Primary basalts and magma genesis II. Snake river plain, Idaho, U.S.A. // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1975. V. 52, N 13. P. 213–232.
- Van Keken P.E., Kiefer B., Peacock S.M. High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2002. V. 3. doi: 10.1029/2001GC000256.
- Watanabe K., Kitamura M. Growth mechanism of plagioclase in a basaltic melt // Mineralogical Journal. 1992. V. 16, N 4. P. 201–214.
- Yudovskaya M.A., Tessalina S., Distler V.V., Chaplygin I.V., Chugaev A.V., Dikov Y.P. Behavior of highly-siderophile elements during magma degassing: A case study at the Kudryavy volcano // Chemical Geology. 2008. V. 248, N 3–4. P. 318–341.

Рекомендована к печати А.И. Хачуком

после доработки 12.09.2024 г. принята к печати 20.11.2024 г.

OLIVINE-ANORTHITE SPHERULITES OF KUDRYAVY VOLCANO: CRYSTALLIZATION CONDITIONS IN A SHALLOW CHAMBER

A.Ya. Shevko, D.V. Kuzmin, S.Z. Smirnov, M.P. Gora, I.R. Nizametdinov, T.Yu. Timina

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirs, Russia; e-mail: sp@igm.nsc.ru

The article is focused on the nature of olivine-plagioclase (allivalite) spherulites from a young basaltic andesite lava flow of the Kudryavy volcano. Spherulites are composed mainly of olivine ($Fo_{81.77}$) and plagioclase ($An_{95.92}$) and have a radial structure, which is not typical for allivalites of the Kuril-Kamchatka region. The study of mineral composition and primary melt inclusions in olivine showed that they formed from a low-alumina, low-potassium melt at temperatures of 970–1075 °C and oxygen fugacity corresponding to the NNO + 1.5 buffer. A characteristic feature of the initial melts was their elevated water content (4.2 wt % on average). The structural features of the spherulites suggest that the formation of dendritic zones could occur during decompression of the shallow chamber under the Kudryavy volcano at the beginning of the eruption, with a sharp decrease in temperature by 50–70 °C. The coarsely crystalline central zones of spherulites confirm the cumulative nature of their formation. The formation of central zones could occur during the destruction of layers and crusts of cumulates on their entry into melts heading to the surface.

Key words: allivalites, basaltic andesites, melt inclusions, Kudryavy volcano, Kuril Islands.