

УДК 549.324.35,552.18 (571.53/55)550.42,552.311

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ ПО РАЗМЕРУ КАК КЛЮЧ К ЭВОЛЮЦИИ ПРОТОКУМУЛУСА В РАССЛОЕННЫХ МАССИВАХ: ЭКСПЕРИМЕНТЫ, РАСЧЕТЫ И ПРАКТИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ CSD¹

© 2023 г. С. Н. Соболев^{a, *}, А. А. Аришкин^{a, b}, Г. С. Николаев^a, И. В. Пшеницын^a

^a Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^b Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: ssn_collection@bk.ru

Поступила в редакцию 25.01.2023 г.

После доработки 02.05.2023 г.

Принята к публикации 18.06.2023 г.

Приводится обзор расчетных и экспериментальных подходов к воспроизведению трех типов распределения кристаллов по размеру (логлинейного, бимодального, логнормального CSD), а также систематизированы публикации по определению CSD в породах десяти расслоенных массивов. Для более детального обсуждения представлены результаты для образцов плагиодунитов Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье), гарцбургита из краевой зоны Мончегорского плутона и уртитов Ловозерского интрузива (Мурманская область). Представлены возможные причины и сценарии образования трех типов CSD, установленных для этих объектов.

Ключевые слова: распределение кристаллов по размерам (CSD), кумулат, расслоенный, кристаллическая каша, Йоко-Довыренский массив, Мончегорский плутон, Ловозерский интрузив

DOI: 10.31857/S0869590323060109, **EDN:** EBZYAK

ВВЕДЕНИЕ

Тепловая динамика или история остывания интрузивных тел зависит от их мощности, температуры, фазового состава исходных магм (Френкель и др., 1988; Френкель, 1995) и динамики заполнения интрузивного объема (Annen, 2009). Важны взаимосвязи между скоростью затвердевания пород по периферии магматических камер и продолжительностью дифференциации, сопряженной с процессами кристаллизации магмы у контактов, конвективного массопереноса и кристаллизации интеркумуляусных расплавов внутри камеры. Наблюдаемым показателем скорости охлаждения являются габитус и вариации размера минеральных индивидов. Обычно принимается, что средний размер кристаллов обратно пропорционален скорости охлаждения материнской магмы. Более полной характеристикой породы является распределение кристаллов по размерам (CSD – crystal size distribution), форма которого представляет уже не средневзвешенную скорость остывания, а отражает динамику процесса кристаллизации и в некоторых случаях растворения (Marsh, 1998). Это естественно, потому как самые

крупные кристаллы обычно оказываются и самыми ранними по времени зарождения, если предположить отсутствие или слабую зависимость их скорости роста от размера зерен. Последнее допущение хотя и не общепринято, но в том числе подтверждается недавними экспериментами по наблюдению роста популяции кристаллов *in situ* (McDonald et al., 2019). Теоретически в форме CSD могут быть “записаны” замедление и ускорение кристаллизации, растворение мелких индивидов с дорастанием крупных, преимущественное растворение мелких кристалликов при подплавлении расплавно-кристаллической смеси или по мере протекания перитектических реакций (Marsh, 1998). Дополнительный вклад в разнообразие CSD вносит возможность механического смешения разных популяций кристаллов, разрушения индивидов (Armienti, Tarquini, 2002), а также агломерации (спастания) и сортировки кристаллов (Marsh, 1998).

Начиная с работ (Marsh, 1988), предпринималось много попыток построить физическую модель формирования и изменения CSD по мере кристаллизации магматических расплавов в результате охлаждения или дегазации (Andrews, Befus, 2020; Hersum, Marsh, 2006; Melnik et al., 2011; Mollard et al., 2020; Resmini, 2007; Simakin, Binde-man, 2008; Simakin et al., 2020; Špillar, Dolejš, 2013, 2014; Zieg, Marsh, 2002). Основная проблема по-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323060109 для авторизованных пользователей.

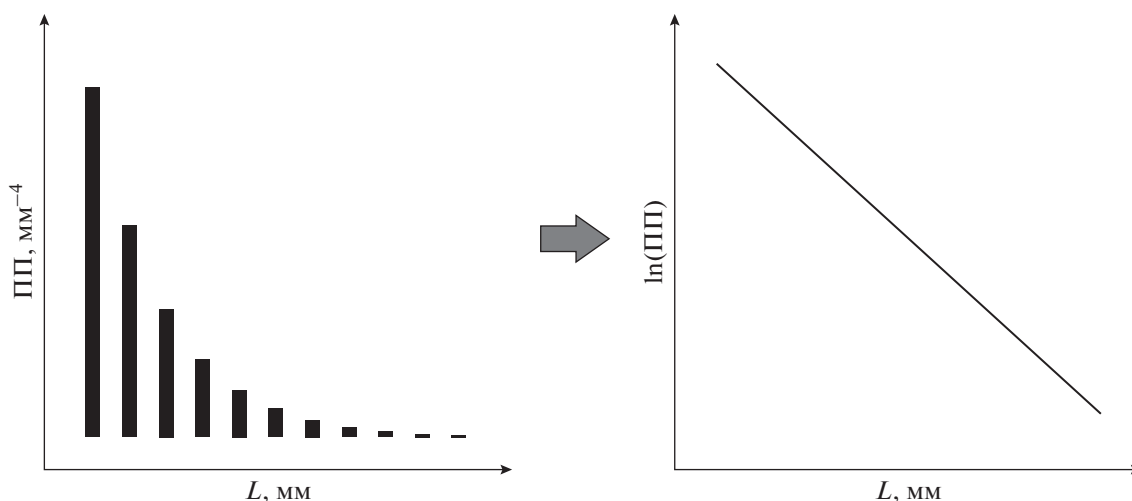


Рис. 1. Преобразование гистограммы экспоненциального распределения кристаллов по размерам в логарифмический вид, удобный для анализа (логлинейное CSD). Здесь и далее: ПП — плотность популяции, L — линейный размер.

добного моделирования — недостаточные знания о кинетике роста и нуклеации для малых переохлаждений, характерных для интрузивных пород (Kirkpatrick, 1976). При отсутствии надежной информации о зависимости скорости роста и нуклеации кристаллов от времени, возможности использования CSD для реконструкции динамики охлаждения крайне ограничены. Наибольшие трудности вызывает оценка параметров нуклеации, несмотря на имеющиеся данные специальных экспериментов (Kirkpatrick, 1976) и молекулярно-динамических расчетов (Blow et al., 2021; Sosso et al., 2016). К настоящему времени пока не предложено и рабочей теоретической модели, в полной мере применимой к многокомпонентным силикатным расплавам и даже простым системам (Sosso et al., 2016). Простейшие на первый взгляд экспериментальные измерения скорости роста при постоянных параметрах времени вызывают вопросы (Orlando et al., 2008). Тем не менее измерения размера кристаллов и определение CSD по-прежнему остаются основой для построения физико-петрологических моделей, претендующих, как минимум, на качественное понимание динамики кристаллизации магм и кумулатов в магматических камерах. Стоит сразу отметить, что наибольшее распространение в петрологии получил подход к интерпретации CSD, основанный на упрощенной модели (Marsh, 1988), задействованный в таком количестве публикаций, что перечислять их не имеет смысла. Причины, по которым этот подход реально не несет физического смысла, мы приведем ниже.

Наиболее представительные результаты по определению CSD в интрузивных породах, полученные для мафит-ультрамафитовых комплексов Киглапайт, Бушвельд, Рам, Лилоис, Пойи,

Джинчуань, Хуаньшанси и Маунт Кит (Boorman et al., 2004; Godel et al., 2013; Higgins, 2002; Magee et al., 2010; Mao et al., 2018, 2019; O'Driscoll et al., 2007; Williams et al., 2006; Yao et al., 2017), а также силла Муротомисаки (Hoshida et al., 2006) и агпайтового интрузива Илимаусак (Hunt et al., 2017) суммированы в табл. 1. Эти интрузивные тела и расчлененные комплексы имеют разные составы и мощность, а определение CSD проводилось для различных минералов (оливин, плагиоклаз, ортопироксен, нефелин, калиевый полевой шпат, эвдиалит, арфведсонит), но общей их особенностью является преобладание трех главных типов распределения кристаллов по размерам — логлинейный, логнормальный и бимодальный (рис. 1, 2). Возможные причины образования таких CSD рассмотрим ниже, а пока обращаем внимание на неопределенности их интерпретации высеченными авторами: одни и те же типы распределения нередко относят на счет разных причин — как ростовых, так и механических. В качестве примера можно привести данные (Mao et al., 2018; Yao et al., 2017; Hunt et al., 2017), где авторы первой работы объясняют бимодальные CSD ростовыми причинами (две популяции оливина), а в двух других работах причиной сходных распределений авторы называют аккумуляцию крупных кристаллов. Отсутствие консенсуса при интерпретации CSD ставит задачу расширения числа объектов, где проведены статистически значимые измерения для разных минералов и пород и сравнительный анализ полученных данных.

На российских объектах систематических определений CSD для интрузивных пород не проводилось. Эта методическая по направленности статья открывает серию публикаций об особенностях CSD и возможности использования

Таблица 1. Сводка данных по измерениям CSD силикатных минералов в дифференцированных интрузивах

Интрузив	Мощность, м	Тип магмы	Число образцов	Минералы*	Тип CSD**	Использование или интерпретация CSD
Киглапайт (Higgins, 2002)	8500	Троктолитовая, богата Al, Fe, бедна K	13	<i>Ol, Pl, Cpx</i>	Лин, лог, бим	Все CSD преобразованы в результате укрупнения в разной степени
Бушвельд (Boorman et al., 2004; Williams et al., 2006)	>8000	Пикритовая?	29 + 30	<i>Opx, Pl</i>	Лин, лог, бим	CSD – результат локальной истории охлаждения, все CSD в разной степени преобразованы в результате укрупнения
Рам (O'Driscoll et al., 2007)	>1000	Толеитовая	20	<i>Ol</i>	Лог, бим (хар)	Вычислялось время роста (от часов до сотен дней) хариситового оливина способом (Marsh, 1988)
Лилоис (Magee et al., 2010)	2800	?	8	<i>Ol, Cpx, Pl, Amp</i>	Лин, лог, бим	Лин – рост в закрытой системе с постоянной скоростью и экспоненциально растущей нуклеацией; бим – смещение двух популяций
Пойи (Yao et al., 2017)	2600	Пикритовая	19	<i>Ol</i>	Лин, бим	Лин – рост в закрытой системе; бим – накопление крупных кристаллов
Джинчуань (Mao et al., 2018)	>1000	Ферропикритовая	12	<i>Ol</i>	Лин, бим	Лин – простой рост в камере; бим – две ростовые популяции
Хуаньшанси (Mao et al., 2019)	>1200	Пикритовая?	6	<i>Ol</i>	Лин	Лин – кристаллизация при постоянной скорости роста и экспоненциальной нуклеации по (Marsh, 1998)
Маунт Кит (Godel et al., 2013)	200–400	Коматитовая	7	<i>Ol</i>	Лог	Лог – укрупнение разной интенсивности для более и менее крупнозернистых
Муротомисаки (Hoshida et al., 2006)	220	Базальтовая	17	<i>Ol</i>	Лин, лог, бим	Лин – простой рост и накопление интрателлурического оливина без сортировки; лог – дорастание в камере
Илимаусак (Hunt et al., 2017)	>1700?	Аппаитовая	15	<i>Nph, Kfs, Arf, Eud</i>	Лин, лог, бим	Лин – кристаллизация <i>in situ</i> ; лог – фракционирование крупных кристаллов; бим – накопление крупных кристаллов

* *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Nph* – нефелин, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Arf* – арфведсонит, *Eud* – эвдиалит.

** Лин – логнелинейное, лог – логнормальное, бим – бимодальное, хар – хариситовый оливин.

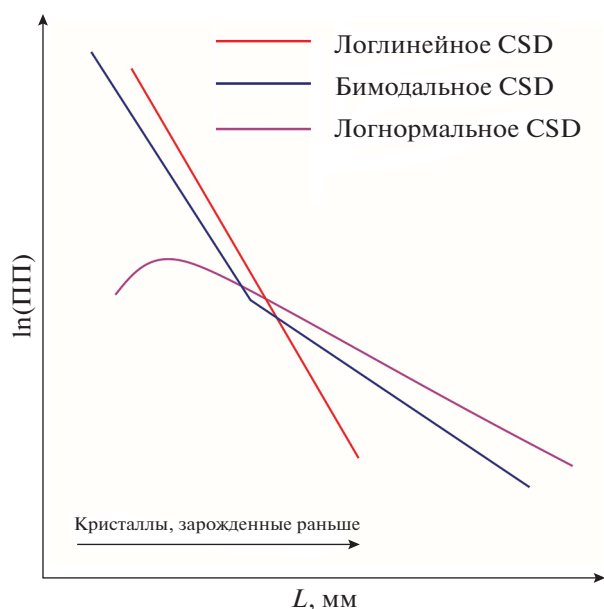


Рис. 2. Основные типы распределения кристаллов по размерам (CSD) схематично по данным для ортопироксенов и норитов интрузива Бушвельд (Williams et al., 2006).

этих данных для оценки условий образования дифференцированных пород из трех расслоенных массивов – Йоко-Довыренского (Северное Прибайкалье), Мончегорского и Ловозерского (оба в Мурманской области). Ниже приведем несколько примеров CSD разных типов из этих объектов.

CSD: РАСЧЕТЫ И ЭКСПЕРИМЕНТ

Распределение кристаллов по размерам или в англоязычной литературе CSD (crystal size distribution) для магматических и метаморфических пород принято строить в координатах натурального логарифма плотности популяции от линейного размера кристаллов (рис. 1). Аналитически такая зависимость является производной интегральной функции распределения по размерам $N(L)$, объемного содержания числа кристаллов размером менее L :

$$n(L) = \frac{dN(L)}{dL}. \quad (1)$$

Моменты функции распределения (Marsh, 1988) отвечают следующим характеристикам: нулевой момент – полное число кристаллов, первый – суммарный линейный размер зерен, второй – общая площадь поверхности всех кристаллов, третий – объемная доля.

Так как наиболее крупные кристаллы обычно являются и самыми ранними, CSD может отражать режим кристаллизации во времени, а, соответ-

ственно, динамику охлаждения и нагрева. Тепловая динамика контролирует скорости роста, нуклеации (зависящие от времени) и растворения кристаллов, от которых зависит конечная форма распределения. Прямое экспериментальное воспроизведение этих параметров в части случаев невозможно, например, для размеров кристаллов, характерных для дунитов, время эксперимента должно быть слишком большим. Это обуславливает отсутствие окончательного консенсуса относительно причин образования различных типов CSD. Выделяются первичные (кинетические) распределения и преобразованные с участием растворения и дорастания или механически (Higgins, 2006). К механическим преобразованиям относят сортировку при осаждении, дробление кристаллов, смешивание популяций разного происхождения. Сюда же можно условно отнести и срастание кристаллов. Все эти случаи в настоящей работе не рассматриваются, а обсуждаются только особенности распределения, образующегося при кристаллизации или растворении.

Строго эволюция CSD в приближении шаров описывается дифференциальным уравнением баланса популяции, которое может быть записано, например, в следующей форме:

$$\frac{\partial n(r, z, t)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial r} \left(nV(r) - D \frac{\partial n}{\partial r} \right) + \frac{\partial n(U_{\text{conv},i} + U_{s,i}(r))}{\partial z_i} = 0, \quad (2)$$

суммирование по i (номер кристалла). Полное уравнение для функции распределения по размерам включает член седиментационного (U_s) и конвективного переноса и дисперсию скорости роста, приводящую к диффузии плотности распределения (Randolph, White, 1977). Диффузионный член возникает при случайном характере зависимости скорости роста от времени при малых переохлаждениях. Это явление плохо исследовано, и если в первом приближении ограничиться чисто гиперболическим уравнением при равенстве 0 конвективной скорости, тогда получим уравнение:

$$\frac{\partial n(r, z, t)}{\partial t} + \frac{\partial nV(r)}{\partial r} + \frac{\partial nU_s(r)}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

$$n(0, z, t) = \frac{J(z, t)}{V(z, t)},$$

где J – скорость нуклеации, V – линейная скорость роста, t – время, r – радиус, z – вертикальная координата. Первое решение для функции распределения в погранслое с осаждением кристаллов (ур. 3) получены в (Симакин и др., 1998), но решение не годится для непосредственного применения. Дальнейшее упрощение – пренебрежение пространственной координатой:

$$\frac{\partial n(r,t)}{\partial t} + \frac{\partial V(r)n}{\partial r} = 0, \quad n(0,t) = \frac{J(t)}{V(t)}. \quad (4)$$

Решение уравнения в этой форме описывает явление остальдовского созревания (Lifshitz, Slyozov, 1961) и созревания в серии событий растворения и роста (Simakin, Bindeman, 2008). Принимая, что скорость роста не зависит от размера кристалла, получим простейшее уравнение:

$$\frac{\partial n(r,t)}{\partial t} + \frac{V(t)\partial n}{\partial r} = 0, \quad n(0,t) = \frac{J^*(t)}{V(t)}, \quad (5)$$

с поправкой (*) на изменение объема расплава при большой степени кристаллизации. В этой форме решение уравнения всесторонне рассмотрено в (Marsh, 1998), оно же отвечает классическому выражению Джонсона–Мела–Авраами–Колмогорова (Колмогоров, 1937).

Ранее во многих объектах установлено, что для интрузивных пород, при построении в логарифмических координатах, распределение кристаллов по размеру оказывается близким к одному из трех типов: логлинейному, бимодальному (составленному из двух линейных участков) или логнормальному (рис. 2) (Higgins, 2006).

Логлинейное – это наиболее распространенное первичное распределение (рис. 2). Можно утверждать, что оно образуется в том числе в результате монотонного охлаждения без резких ускорений остывания после начала кристаллизации (Marsh, 1998). Попыток построить модель образования логлинейного CSD было много. Впервые общее уравнение для закрытой системы, включающее функции роста и нуклеации, зависящие от времени, было выведено А.Н. Колмогоровым (Колмогоров, 1937). Оно может быть применимо, например, для случая раскристаллизации стекла. Постулировалось, что объем системы постоянен и много больше размера зародышей, зародыши появляются в объеме равномерно и случайно, форма кристаллов одинакова, скорость роста не зависит от размера, кристаллы и зародыши неподвижны. Со второй половины 80-х годов Брюс Марш с коллегами опубликовали ряд работ, где были рассмотрены различные возможные сценарии получения логлинейных CSD (Hersum, Marsh, 2006; Marsh, 1988, 1998; Resmini, 2007; Zieg, Marsh, 2002) в приближении не зависящей от размера скорости роста. В частности, в статье (Marsh, 1988) была представлена практически полная реплика выкладок (Randolph, Larson, 1971), сделанных в контексте анализа CSD, получаемого в проточных кристаллизаторах с механической мешалкой или *the mixed suspension, mixed product removal (MSMPR)*. Постулируя аналогию с поведением магмы в проточной камере, было высказано предположение, что исходя из параметров логлинейного CSD, можно вычислить скорость роста и

скорость нуклеации в камере, зная время прохождения магмы через нее (время пребывания) и наоборот. Скорости роста и нуклеации при этом должны не зависеть от размера и быть постоянными. Последнее может быть справедливо для кристаллизатора, но, как нам кажется, не может быть применено к магматическим системам. Позднее логика анализа подобных распределений была транслирована на поведение закрытой системы (Marsh, 1998), близкой к описанной в (Колмогоров, 1937). При этом допускалось, что скорость валовой кристаллизации отвечает сигмоидальной функции, линейная скорость роста постоянна, а скорость нуклеации представляет экспоненциальную зависимость от времени. Данное предположение основано на наблюдениях за кристаллизацией лавовых озер, где действительно наблюдалось логлинейное CSD (Cashman, Marsh, 1988) и известно общее время образования каждого типа распределения. Так, (Kirkpatrick, 1976) сообщил, что интенсивность нуклеации плагиоклаза варьировала со временем гораздо сильнее, чем скорость его роста. Вопрос о переохлаждении при кристаллизации, однако, уверенно решен не был. Озера могут служить примером закрытой системы, в которой нельзя исключить седиментацию. К перенесению закономерностей, полученных при изучении котектической кристаллизации в лавовых озерах, на кристаллизацию единственной фазы нужно относиться аккуратно. Некоторые, например (Vona et al., 2011), делали попытки применять подход из (Marsh, 1988) к экспериментальным данным, чтобы при известном времени кристаллизации выяснить скорость роста плагиоклаза. Подход, изначально предложенный для проточной системы с идеальным перемешиванием, очевидно, не применим к закрытой системе.

Выбор скорости остывания и, соответственно, валовой скорости нарастания массы кристаллов на основе решения независимой тепловой задачи сделан в (Zieg, Marsh, 2002). Допуская постоянную скорость роста, авторы воспроизвели логлинейное CSD для нижних 700 м комплекса изверженных пород Садбери (SIC). Аналогичный подход, основанный на решении одномерной задачи с кондуктивным теплопереносом, использовал (Resmini, 2007), когда представил модель кристаллизации магмы в виртуальном силе мощностью 40 м. При этом скорость нуклеации была выбрана пропорциональной скорости остывания, как $\lg(I) = 0.47 + 1.37\lg(dT/dt)$ по (Cashman, 1993), а скорость роста обратно пропорциональной общей площади имеющихся кристаллов. Численные модели, воспроизводящие трехмерную структуру кристаллического агрегата, были построены (Hersum, Marsh, 2006) и позднее (Špillar, Dolejš, 2013; Špillar, Dolejš, 2014). Для случая постоянной нуклеации в (Špillar, Dolejš, 2014) рассмотрена только экспоненциальная функция понижения скоро-

сти роста со временем, гиперболический закон не привлекался. Также (Špillar, Dolejš, 2013) без привлечения растворения воспроизвели CSD, похожее на логнормальное, которое обычно объясняется укрупнением кристаллов (Higgins, 2006). Интересно, что режим, при котором скорость роста зависит от размера кристаллов, тоже позволяет воспроизвести логлинейное CSD. Так, (Mydlarz, 1995) использовал экспоненциально-гиперболический закон увеличения скорости роста в зависимости от размера кристаллов. Более простую функцию скорости роста от размера использовали (Eberl et al., 1998), но в результате получили логнормальное CSD.

Бимодальным CSD (рис. 2) или иначе изломанным (kinked) называется распределение, которое состоит из двух линейных участков с резким перегибом между ними. Интуитивное объяснение такого излома заключается в резком ускорении кристаллизации. Наиболее яркая иллюстрация — популяции вкрапленников и микролитов основной массы в вулканитах (Salisbury et al., 2008). В интрузивных породах бимодальность может не бросаться в глаза в шлифе, если различия в наклоне линейных участков небольшие. И все же, в простейшем случае кристаллизации, более пологий участок распределения характеризует относительно медленное остывание тела и скорость кристаллизации, а второй, более крутой, участок отвечает ускорившейся кристаллизации. При кристаллизации более сложных систем, когда одновременно кристаллизуются две и более фазы, бимодальное распределение получается даже в экспериментах с постоянной скоростью охлаждения (Dowty, 1980). В некоторых случаях бимодальное распределение можно спутать с CSD, которое характеризуется постепенно возрастающей крутизной. Образование подобных распределений происходит не при резком, а постепенном увеличении скорости кристаллизации (Marsh, 1998).

Логнормальное CSD (рис. 2) зачастую относят на счет процесса переуравновешивания ранней популяции кристаллов, которое сопровождается растворением мелких индивидов и дорастания за счет них крупных, т.е. общего укрупнения популяции (Higgins, 2006). Конкретный механизм остается невыясненным. Некоторые авторы видят движущую силу укрупнения в сокращении поверхностной энергии кристаллов (оствальдовское созревание) во время субсолидусного отжига или же еще в присутствии расплава (Higgins, 2002; Hunt et al., 2017; Cashman, Marsh, 1988). В течение 10-дневного изотермического эксперимента оствальдовское переуравновешивание в гаглобазальтовой системе продемонстрировано в (Park, Hanson, 1999). Авторы считают, что на каждой стадии эксперимента составы стеклов оставались постоянными, что доказывает химическое равновесие. Необходимо отметить, что экспериментальные установки, используемые в

подобных опытах, обеспечивают точность регулирования температуры до нескольких °C (в отечественных до 5°C). Таким образом, к интерпретации условно изотермических экспериментов надо относиться с осторожностью, так как роль осцилляции температуры может быть решающей. Осцилляцию температуры целенаправленно изучали несколько коллективов (Mills, Glazner, 2013; Da Silva et al., 2017; Simakin, Bindeman, 2008; Simakin et al., 2020). Эксперименты при атмосферном давлении и осциллирующей температуре по кристаллизации щелочных базальтов в условиях буфера NNO при 1150°C (температура ликвидуса плагиоклаза 1165°C) описаны в (Mills, Glazner, 2013). Авторы пришли к выводу, что степень увеличения размеров кристаллов пропорциональна амплитуде температурных циклов и продолжительности эксперимента. При этом продолжительность циклов слабо коррелирует со степенью укрупнения. В работе (Da Silva et al., 2017) представлена серия экспериментов по кристаллизации плагиоклаза, пироксена и амфибола из риолитовых стекол в условиях осцилляции температуры с амплитудой 15°C и при постоянной температуре. Также варьировал стартовый материал: сухое стекло + вода или предварительно гидратированное стекло (вода была предварительно растворена в расплаве и тот закален). Согласно описанию авторов, в эксперименте при 1 кбар (росли плагиоклаз и ортопироксен) выбранное время колебаний и малая скорость диффузии не приводят к значимому растворению кристаллов, поэтому колебания не могут оказать влияния на созревание. При 2 кбар (росли амфибол и плагиоклаз) отличия наложенных колебаний от фоновых (за счет регулирования температуры) становятся значимыми, что приводит к растворению мелких индивидов. Эксперимент с *Spx-Pl* системой провели А.Г. Симакин с коллегами (Simakin et al., 2020). При этом установлено, что логнормальное CSD образовывалось при коротком периоде осцилляции температуры, когда происходило не полное растворение, а лишь уменьшение плотности популяции в области мелких кристаллов. При большом периоде осцилляции вокруг ликвидуса происходило полное растворение мелких индивидов и образование логлинейного CSD при охлаждении на последнем цикле.

Особняком стоят модели кристаллизации, использующие экспериментальные или произвольные зависимости скоростей роста и нуклеации от переохлаждения и связывающие, таким образом, их со скоростью валовой кристаллизации и, соответственно, скоростью отвода тепла (Hort, Spohn, 1991; Simone et al., 2017; Spohn et al., 1988; Toramaru, 1991). При таком подходе информацию о скорости охлаждения теоретически можно извлечь напрямую из CSD, но в имеющихся моделях создатели в целом не ставили задачу воспроизведения природного распределения. Получаемое в них

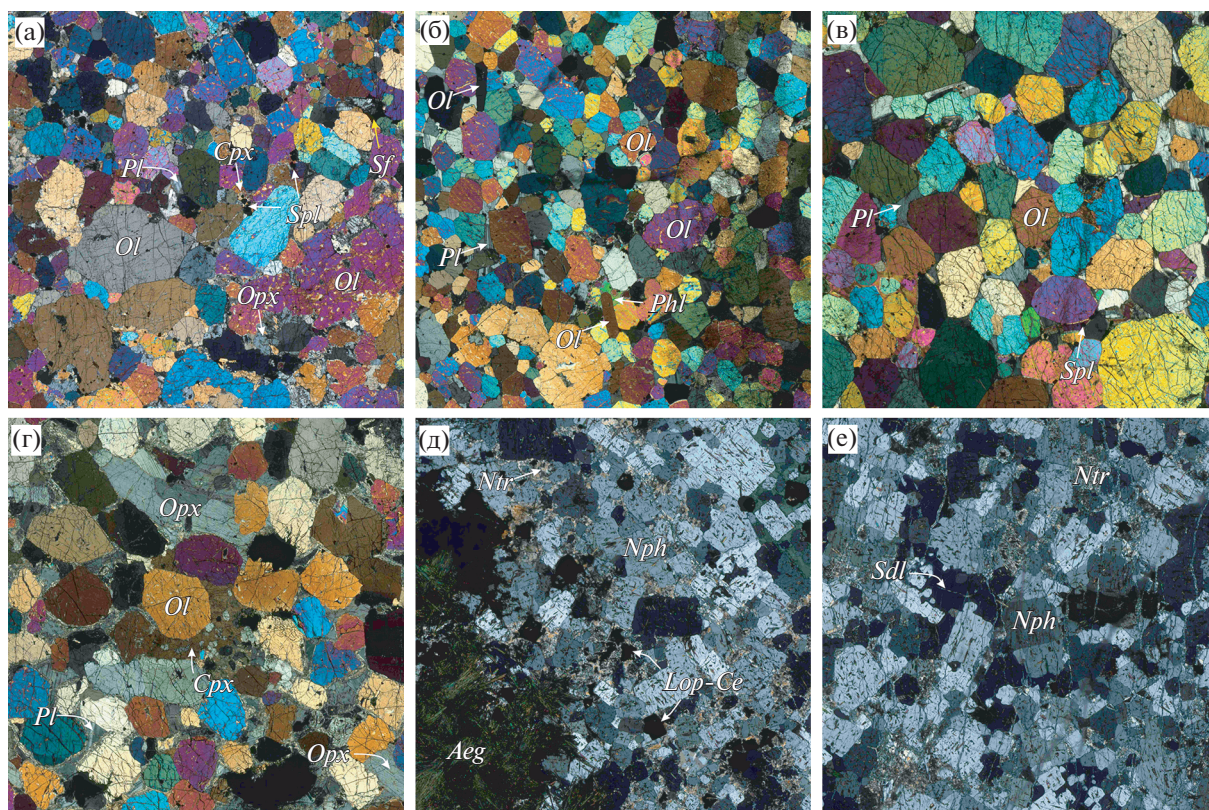


Рис. 3. Фрагменты сканированных изображений шлифов, представляющих породы, выбранные для демонстрационных измерений CSD. Дуниты *Йоко-Довыренского массива*, включая образцы: (а) 09DV501-54 с логлинейным CSD, (б) 09DV501-59 с бимодальным CSD (примечательно наличие удлиненных кристаллов оливина), (в) 07DV124-12 с логнормальным CSD; *Мончегорский плутон*: (г) гарцбургит 18MP03-2-2 с логнормальным CSD; уртиты *Ловозерского интрузива*, включая образцы: (д) TTL11-3 с бимодальным CSD, (е) TTL11-5 с бимодальным CSD. Масштабная линейка — 5 мм.

распределение обычно близко к логнормальной форме, как у (Simone et al., 2017), но зачастую отличается от CSD, наблюдаемого в природе.

Таким образом, в настоящее время не представляется возможным достоверно извлекать напрямую из CSD количественные параметры режима кристаллизации, лучше обстоят дела в случаях быстрого остывания или декомпрессии, когда возможен прямой эксперимент (Brugger, Hammer, 2010).

ВЫБОР ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫХ ОБРАЗЦОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ CSD

Для демонстрации CSD в породах разных массивов и обсуждения возможных механизмов их образования в настоящей работе мы выбрали шесть образцов, три из которых отобраны в срединной части *Йоко-Довыренского массива* (образцы дунитов 09DV501-54, 09DV501-59 и 07DV124-12 на рис. 3а, 3б, 3в соответственно), один из краевой зоны *Мончегорского плутона* на горе Травяная (гарцбургит обр. 18MP03-2-2 — рис. 3г) и два из расслоенной серии в *Ловозерском интрузиве* (образцы уртитов TTL11-3 и TTL11-5 — рис. 3д, 3е соответ-

ственно). Перечисленные образцы являются представительными для больших выборок CSD, имеющихся у нас для кумулатов трех интрузивов.

Йоко-Довыренский расслоенный интрузив расположен в Северном Прибайкалье, имеет возраст 728 млн лет (Ariskin et al., 2013) и представляет собой вытянутое на 26 км тело с почти вертикальным залеганием элементов расслоенности (Кислов, 1998). Обобщенный стратиграфический разрез в срединной части массива мощностью около 3400 м включает мелкозернистые габбро-нориты и пикродолериты из зоны закалки, которая сменяется зоной плагиоперидотитов (плагиоклазовых перцолитов) (около 150 м), где вглубь от контакта интрузива проявлена тенденция увеличения количества кумулюсного оливина при комплементарном снижении доли интеркумулуса (Ariskin et al., 2018). Выше по разрезу эти породы сменяются плагиоклазосодержащими дунитами, которые постепенно переходят в близкие к мономинеральным дунитам (вместе около 950 м) и далее — в толщи троктолитов (~700 м) и габброидов (около 1 км; Ariskin et al., 2018). Образцы были отобраны в центральной части массива в области перехода от плагиодунитов к дунитам: доля нормативного

оливина в них составляет не менее 80%. Примерно в половине случаев этот минерал представлен идиоморфными зернами (рис. 3а–3в), которые могут контактировать между собой по граням. Минералы интеркумulusа включают пойкилитовый плагиоклаз, каемки клино- и ортопироксена, а также небольшое количество рассеянных сульфидов и флогопита. Аллюмохромовая шпинель часто включена в оливин, но наиболее крупные кристаллы присутствуют в поровом (интеркумulusном) пространстве этих оливиновых кумулатов.

Мончегорский плутон расположен в Мурманской области и при общей площади выходов 65 км² для разных блоков (возможно, субкамер) имеет возраст около ~2.50 млрд лет — в рамках погрешности геохронологических методов (Чашин и др., 2020; Смолькин и др., 2022). Форма плутона напоминает деформированную подкову, где выходы субширотного и субмеридионального простирания смыкаются в области Дунитового блока (Расслоенные ..., 2004). Субширотная ветвь (в действительности ССВ простирания) представлена обнажениями дунитов, гарцбургитов, ортопироксенитов и оливиновых норитов на горах Ниттис, Кумужья и Травяная (комплекс НКТ), где наиболее магнезиальные породы слагают последнюю. В строении субширотных блоков преобладают ортопироксениты, сменяющиеся оливиновыми норитами, норитами и габбро-норитами — при подчиненной роли габбро и анортозитов (Karykowski et al., 2018). Краевые зоны Мончегорского плутона вскрываются разведочными скважинами и примерно 100-метровой (по глубине) штольней в районе рудной залежи на горе Травяная (Расслоенные ..., 2004). Именно здесь, из отвалов этой штольни был отобран образец свежего гарцбургита, использованного в работе. Эта порода примерно на 70% состоит из субизометричного, в основном идиоморфного кумулюсного оливина (рис. 3г), на 10% из субидиоморфного кумулюсного ортопироксена и на 20% из плагиоклаз-клинопироксенового интеркумulusа, где в качестве второстепенных минералов присутствуют редкие шпинель и сульфиды.

Ловозерский интрузив возрастом около 380 млн лет является уникальным в мировом масштабе щелочным агапитовым расслоенным массивом (Arzamastsev, 1994). Он имеет строение в виде воронки со средним диаметром 27 км. Расслоенность имеет падение к ее центру под углами 10°–20°. В массиве выделяется несколько интрузивных фаз или комплекс-плутонов, секущих последовательно друг друга (Буссен, Сахаров, 1972). Третий расслоенный комплекс-плутон составляет около 80% объема всего массива. Данная фаза состоит из ритмичных пачек, мощность которых варьирует от нескольких до десятков метров. В разрез «эталонной» пачки (Arzamastsev, 1994) снизу вверх входят: уртиты, более чем на 80% состоя-

щие из нефелина (+*Kfs*, *Aeg*, *Arf*, *Lop-Ce*), фоййиты, где нарастает доля лейст калиевого полевого шпата, и луавриты, где доля эгирина доходит до 40–50%, а нефелин занимает подчиненную позицию. Представленные в работе образцы (рис. 3д, 3е) отобраны в уртигах нижней части пачки I-4 (Герасимовский и др., 1966) в обрывистом склоне отрога горы Кедыкверпахк, разделяющего первый и второй цирки Раслака. Породы представляют собой слабо измененные в гидротермальную фазу уртиты с преобладанием в кумулусе нефелина и небольшим количеством лопарита. Интерстиции между ними заполнены эгирином и содалитом.

В генетическом смысле мы рассматриваем все представленные породы как кумулаты с преобладанием одного главного кумулюсного минерала. Для довыренских образцов и Мончегорского плутона — это оливин, для ловозерских — нефелин. Изученные кумулаты отличается слабое развитие вторичных изменений, что положительно сказывается на возможности определения CSD и интерпретации полученных распределений.

ТЕХНИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ CSD

Получение данных о CSD производилось по методике, близкой к описанной в (Tarquini, Favalli, 2010). Мы использовали сканы шлифов, полученные на слайд-сканере Nikon Coolscan 5000 с разрешением 4000 пикселей/дюйм. Для этого сканера на 3D принтере была изготовлена кассета, в которую помещался шлиф, а сверху и снизу поляризационные пленки, как аналоги николей в микроскопе. Шлифы сканировались в простом проходящем свете, т.е. вообще без пленок и между перпендикулярными поляризаторами. Пар скрещенных поляризаторов было сделано четыре. Каждая пара повернута относительно другой на 22.5°, чтобы получить четыре изображения с различным погасанием для каждого зерна (рис. 4). Это необходимо для того, чтобы в спорных случаях (когда погашены оба контактирующих зерна при одной из ориентировок) по другой фотографии можно было бы точно выделить границу зерен. Из-за неплотной посадки в кассету шлифа образовывались смещения между изображениями, их устранение производилось с помощью скрипта для совмещения, основанного на минимизации различий функции градиента по всем изображениям. Новые изображения в нем генерировались с использованием бикубической интерполяции. Разметка зерен производилась вручную в программе CorelDraw. Отсюда маска полигонов извлекалась в формате png. Скриптом, входящим в дистрибутив Fiji для ImageJ, полигоны аппроксимировались эллипсом, и формировалась таблица параметров осей таких эллипсов (<https://imagej.net/software/fiji>). Для

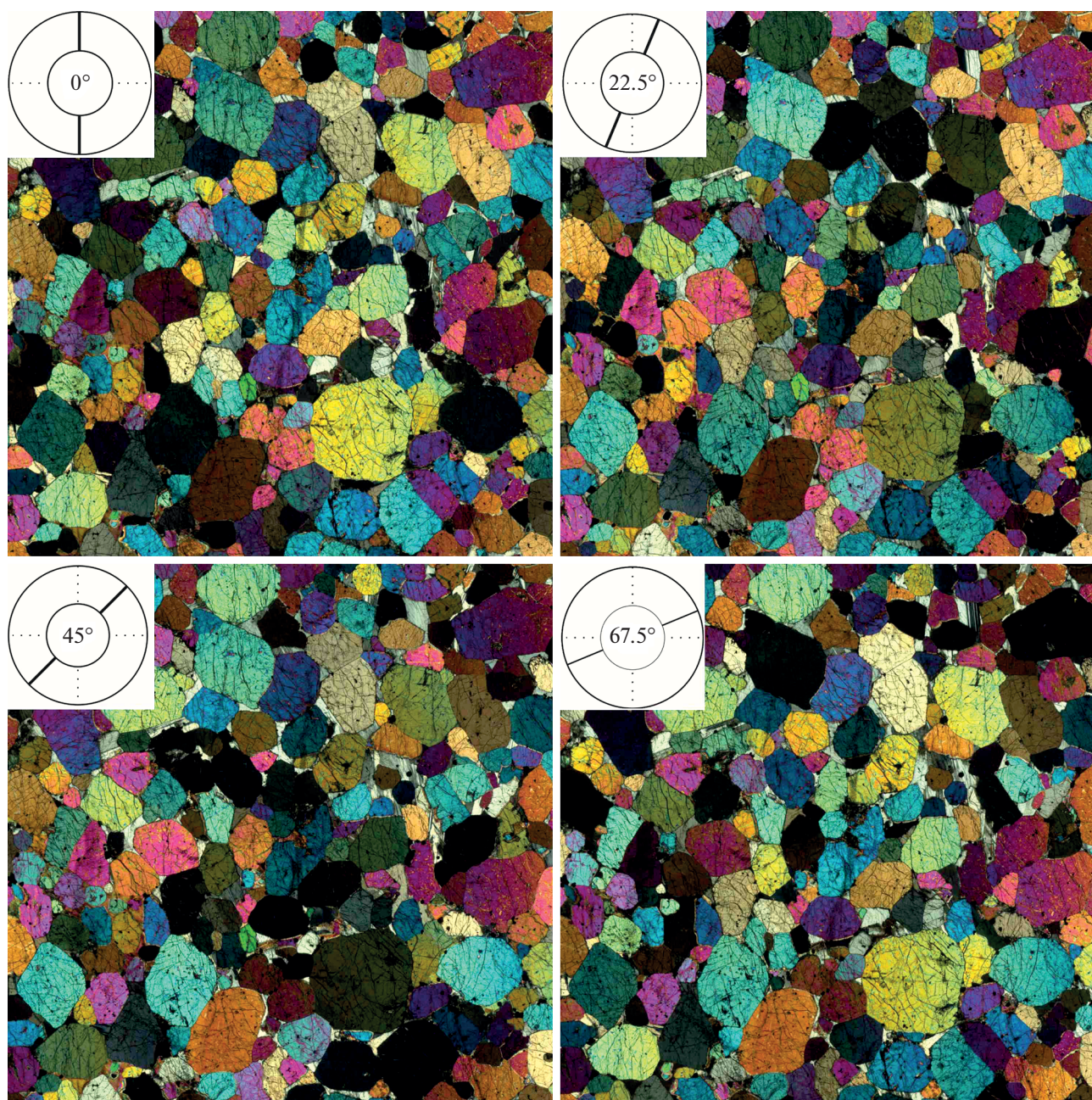


Рис. 4. Примеры сканированного изображения одного и того же участка шлифа обр. 07DV124-12 при разной ориентации поляризационных пленок.

построения распределения использовались их большие оси.

Трансформация данных о распределении кристаллов по размерам в двухмерном сечении в трехмерное распределение (стереологическая коррекция) и построение функций распределения производилась с использованием программы CSDCorrections 1.6 (Higgins, 2000). Параметры осей аппроксимирующего эллипсоида были выбраны одни и те же для каждого образца — 1 : 1.2 : 1.5 для оливина (ромбическая сингония) и 1 : 1 : 1.5

для нефелина (гексагональная сингония). Хотя такой подход большинством автором не применяется, по нашему мнению, он помогает лучше анализировать различия между слабо отличающимися образцами при сравнении их с CSD. Альтернативный и более распространенный способ требует для каждого образца подбирать параметры эллипсоида индивидуально. При этом необходимо минимизировать отличия объемной доли кристаллов в образце, вычисленной из CSD, и доли кристаллов, полученной непосредственно в

Таблица 2. Параметры функций CSD для изученных образцов

09DV501-54*		09DV501-59		07DV124-12		18MP03-2-2		TTL11-3		TTL11-5	
$h = 233$ м		$h = 243$ м		$h = 361$ м				$h = 0.5$ м		$h = 0.9$ м	
$n = 1166$		$n = 1655$		$n = 563$		$n = 305$		$n = 1150$		$n = 914$	
L	$\ln(\text{ПП})$	L	$\ln(\text{ПП})$	L	$\ln(\text{ПП})$	L	$\ln(\text{ПП})$	L	$\ln(\text{ПП})$	L	$\ln(\text{ПП})$
4.82	−8.48	3.28	−6.66	3.28	−4.34	3.99	−6.23	3.02	−4.84	3.94	−6.84
3.28	−4.92	2.24	−3.23	2.24	−2.37	2.52	−2.99	1.91	−1.92	2.68	−3.84
2.24	−2.79	1.52	−1.3	1.52	−0.94	1.59	−1.36	1.202	−0.42	1.83	−1.92
1.52	−1.07	1.038	0.62	1.038	−0.47	1.002	−1.09	0.758	1.03	1.246	−0.43
1.038	0.21	0.707	1.77	0.707	−0.62	0.632	−1.1	0.479	1.99	0.849	1
0.707	0.96	0.482	2.17	0.482	−0.88	0.399	−2.35	0.302	1.61	0.578	1.77
0.482	1.34	0.328	1.96	0.328	−1.71					0.394	1.28
0.328	1.35	0.224	0.75	0.224							

Примечание. h — высота: для довыренских образцов относительно начала разреза, для ловозерских от подошвы ритма (пояснения в тексте). n — количество кристаллов в выборке CSD.

* Номер образца.

шлифе, путем построения карты невязок в координатах длин осей аппроксимирующего эллипсоида. Для подтверждения справедливости выбранного подхода был проведен эксперимент, когда разные по количеству кумулюсного оливина, но очень близкие по его CSD кумулаты были обработаны двумя способами. В случае одинаковых параметров эллипсоида, функции CSD хорошо совпадают, чего не всегда достигается при коррекции на объем.

ПРИМЕРЫ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ CSD

Результаты определения CSD в изученных образцах приведены в табл. 2 и показаны на рис. 5. В случае оливина из дунитов Йоко-Довыренского массива установлены все три типа распределения — логлинейное, бимодальное и логнормальное (рис. 5а–5в). В представительном гарцбургите из Мончегорского плутона зерна оливина демонстрируют логнормальное распределение (рис. 5г), а нефелин из уртитов Ловозерского интрузива характеризуется бимодальным CSD (рис. 5д, 5е). Все распределения при переходе в область самых малых кристаллов демонстрируют характерное понижение плотности популяции, но этот участок оказывается довольно коротким для логлинейных и бимодальных распределений и поэтому им пренебрегаем при анализе. В случае логнормального CSD, понижение плотности популяции начинается в области более крупных кристаллов, что не позволяет аппроксимировать это распределение одной прямой линией. Приведенное логлинейное распределение в то же время почти полностью можно аппроксимировать прямой. Бимодальное распределение сравнительно хорошо можно представить в виде сочетания двух прямых на основном интервале размерности зерен.

Ни в одной из пород не устанавливается значимого количества кристаллов размером менее 0.3 мм, поэтому функции CSD не доходят до оси ординат.

При этом стоит отметить близкую, хотя и не идентичную форму бимодального распределения оливина из дунита, обр. 09DV501-59, Йоко-Довыренского массива и нефелина уртитов, обр. TTL11-3, TTL11-5, Ловозерского интрузива. Согласно оценке А.Г. Симакина, (устное сообщение) доля мелкой популяции относительно крупной в уритах меньше, чем в дуните. Хотя в дуните с бимодальным CSD присутствуют разные по форме кристаллы оливина, в том числе сильно уплощенные (рис. 3б), а алгоритм стереологической коррекции CSDCorrections 1.6 (Higgins, 2000) предполагает задание конкретных параметров аппроксимирующего эллипсоида, такой грубый подход все же сохраняет общий вид бимодального распределения. Не стоит забывать, что при стереологической коррекции могут образовываться ложно-бимодальные функции. Файлы с разметкой для каждого образца приведены в Supplementary² 1–6 (ESM_1–6.png).

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM_1.png — Образец 07DV124-12; Supplementary 2, ESM_2.png — Образец 09DV501-54; Supplementary 3, ESM_3.png — Образец 09DV501-59; Supplementary 4, ESM_4.png — Образец 18MP03-2-2; Supplementary 5, ESM_5.png — Образец TTL11-3; Supplementary 6, ESM_6.png — Образец TTL11-5. Разметка оливина и нефелина приведена в формате png. Разрешение изображений составляет 4000/дюйм, что позволяет извлечь информацию о реальных размерах полигонов. The digitisation of olivine and nepheline is given in png format. Image resolution is 4000/inch, which allows you to extract information about the actual size of the polygons.

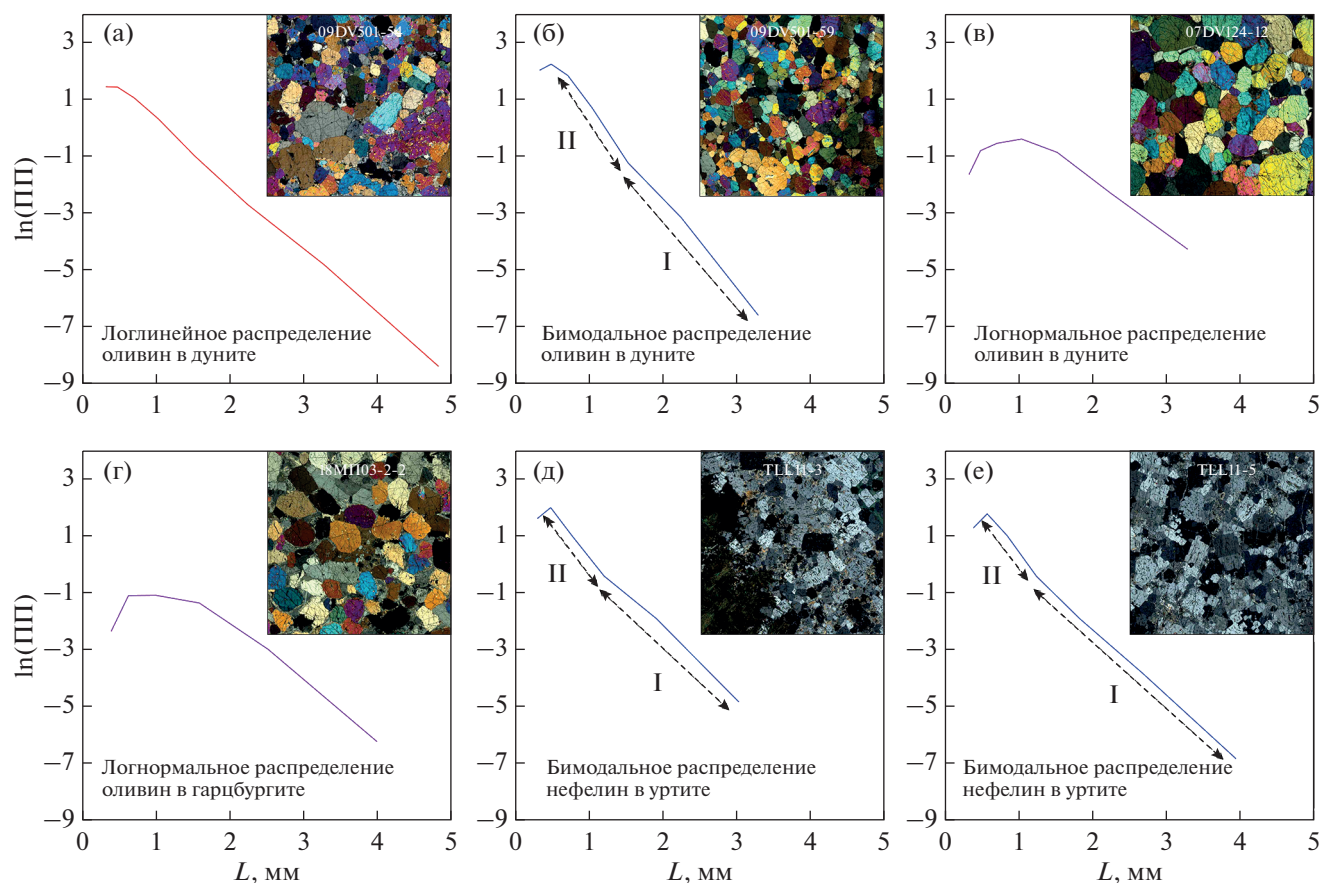


Рис. 5. Распределение кристаллов по размеру в изученных образцах. Для бимодальных CSD: I — первая крупная популяция, II — вторая мелкая популяция. Каждый вид CSD иллюстрирован врезками со снимками шлифов изученных образцов, размеры врезок 1×1 см. (а, б, в) — образцы из Йоко-Довыренского массива, (г) — Мончегорского плутона, (д, е) — Ловозерского интрузива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При простом петрографическом описании все рассмотренные породы (рис. 3) можно было бы назвать равномернозернистыми, т.е. выделить в них лишь одну популяцию. Ценность количественного измерения CSD в том, что по этим данным не трудно выделить различные типы распределений, которые могут отражать тонкости процесса кристаллизации кумулусных фаз. Отметим, что некоторые авторы, например (Boorman et al., 2004; Williams et al., 2006), даже при измерении CSD не обращают внимания на подобные детали и стремятся аппроксимировать прямой линией явно бимодальные или логнормальные формы распределения. Еще больше неопределенности привносит сравнение в единой выборке CSD для одноименных минералов, но из разных пород, например пироксена в пироксенитах и норитах, — без обсуждения эффектов добавления плагиоклаза в котектическую ассоциацию. В настоящей работе мы обсуждаем CSD только для тех пород, где имеется одна основная кумулусная фаза.

Логлинейное распределение, как обсуждалось выше, может быть получено при кристаллизации как в открытой (Marsh, 1988), так и в закрытой (Marsh, 1998) системе. Смоделировать его можно, предполагая независимость скорости роста от размера кристаллов (Marsh, 1988, 1998) или выбрав некоторую функцию для такой зависимости (Mydlarz, 1995). Скорость роста и нуклеация, в первом случае, зависят от скорости валовой кристаллизации, которая может быть выбрана только из независимой термической модели (Resmini, 2007; Špillar, Dolejš, 2013). Поэтому обоснованно количественные параметры кристаллизации извлечь из логлинейного CSD, в случае кумулатов, нельзя, но качественно можно сказать, что, скорее всего, такие распределения получаются при однонаправленном охлаждении без резких температурных скачков при отсутствии признаков растворения, за исключением поздних реакций с поровым расплавом.

Бимодальное или похожее распределение (помимо ростовых причин) теоретически может быть получено при механическом смешивании

логлинейных популяций, избыточном накоплении крупных кристаллов, что по сути то же самое, дроблении или бластезе кристаллического агрегата (Armienti, Tarquini, 2002). Последний эффект, очевидно, для рассмотренных кумулатов значения не имеет (рис. 3б, 3д, 3е). Накопление или смешивание популяций для довыренских и ловозерских образцов маловероятно, учитывая повторяемость бимодальных распределений на разных стратиграфических уровнях, поэтому можно допустить, что бимодальное CSD есть результат ускорения кристаллизации протокумулясной системы. Мы полагаем, что в довыренских дунитах это могло быть вызвано контактом контрастирующих по температуре (1180–1280°C) порций магмы, что было установлено петрологическими методами (Ariskin et al., 2018). Вероятный сценарий включает внедрение более магнезиальной и высокотемпературной порции магмы в более холодную среду, а именно между толщей кумулата и основным объемом магмы в камере, что и приводило к ускорению кристаллизации на контактах высокотемпературной инъекции. Мы не исключаем, что для ловозерских уртитов, бимодальное распределение тоже может нести в себе сигнал сосуществования интрателлурической популяции и кристаллов нефелина, образовавшихся в камере. О ростовой, а не механической (смешивание) причине бимодальности косвенно свидетельствуют различия в составе нефелина, которые отмечаются для крупных и мелких кристаллов в сходных с рассмотренными урритах (Féménias et al., 2005; Mikhailova et al., 2019). Также в крупных кристаллах наблюдаются тонкие и более массивные вставки эгирина, в то время как в мелком нефелине различного эгирина нет, при этом в нем повышено содержание железа.

Логнормальное CSD воспроизводится при моделировании кристаллизации, как в процессе роста без привлечения растворения (Eberl et al., 1998; Simone et al., 2017; Špillar, Dolejš, 2013), так и в экспериментах (с базальтовыми, риолитовыми и упрощенными системами) с осцилляциями температуры и периодическим растворением мелких кристаллов (Da Silva et al., 2017; Mills, Glazner, 2013; Simakin, Bindeman, 2008; Simakin et al., 2020). При протекании перитектических реакций (например, растворение ранней популяции оливина с образованием ортопироксена) растворение кристаллов однозначно имеет место, и мы предполагаем, что растворяются тоже преимущественно мелкие кристаллы. Именно это явление отвечает за эволюцию логнормального CSD оливина из гарцбургита Мончегорского плутона (рис. 5г) и небольшие отличия структурных характеристик от рассмотренного дунита (рис. 5в).

Аппроксимации полибарических перитектических реакций. Количество ортопироксена в гарцбургите, обр. 18MP03-2-2, составляет порядка 8%

по нормативному пересчету (CIPW) и 11%, согласно модальному расчету с использованием данных о составах минералов, полученных на энерго-дисперсионном анализаторе (табл. 3). При этом большинство кристаллов *Орх* имеют субидiomорфный облик при одновременном присутствии ксеноморфных кристаллов между зернами кумулусного оливина. Так как плагиоклаз в породе ксеноморфный интерстициальный, он вышел на контекстику позже ортопироксена. Используя методы моделирования магматической кристаллизации кумулатов (КОМАГМАТ-5.3, Арискин и др., 2023), наблюдаемое количество перитектического ортопироксена в породе можно использовать для приблизительной оценки давления при образовании этой породы. Известно, что по мере увеличения давления поле кристаллизации *Орх* расширяется относительно оливина. Мерой этих различий является разница зависимостей температур ликвидуса от давления (dT/dP) для этих минералов. В случае оливина она составляет примерно 5°C/кбар, тогда как для пироксенов варьирует в пределах 12–15°C/кбар (Арискин, Бармина, 2000). Таким образом, наблюдаемое количество этого минерала в породе, можно воспроизвести, используя опцию корректировки модельных температур кристаллизации минералов в программе КОМАГМАТ-5.3. Связь такой поправки ΔT_{Orx} и давления кристаллизации иллюстрируется уравнением:

$$\Delta T_{Orx} = P \left(\frac{dT}{dP}_{Orx} - \frac{dT}{dP}_{Ol} \right), \quad (6)$$

где ΔT — эмпирическая поправка к температуре кристаллизации *Орх*, рассчитанной по базовой версии КОМАГМАТ-5.3. Перегруппировка уравнения (6) дает возможность оценить вероятное давление кристаллизации:

$$P = \frac{\Delta T_{Orx}}{\frac{dT}{dP}_{Orx} - \frac{dT}{dP}_{Ol}}. \quad (7)$$

Для дальнейших обсуждений мы принимаем поправку в 10°C для *Орх*, отвечающую повышению давления в 1 кбар. Результаты расчетов при разных поправках, аппроксимирующих интервал давлений от 1 до 7 кбар, приведены в табл. 3. Два примера подобных расчетов показаны на рис. 6. Все эти вычисления проводились для номинально сухой системы в условиях буфера вюстит–магнетит, который гарантирует примерно 10 атн. % окисного железа в расплаве. Составы остаточных расплавов, полученных при остановке кристаллизации (в среднем 93%), были пересчитаны на минеральные компоненты по методу CIPW с последующим добавлением количества нормативного ортопироксена из расплава к модальному *Орх*, полученному при моделировании кристаллизации. В результате установлено, что оптимальное

Таблица 3. Состав обр. 18MP03-02-2, результаты нормативного и модального пересчета в сравнении с результатами полибарических расчетов кристаллизации при помощи программы КОМАГМАТ-5.3

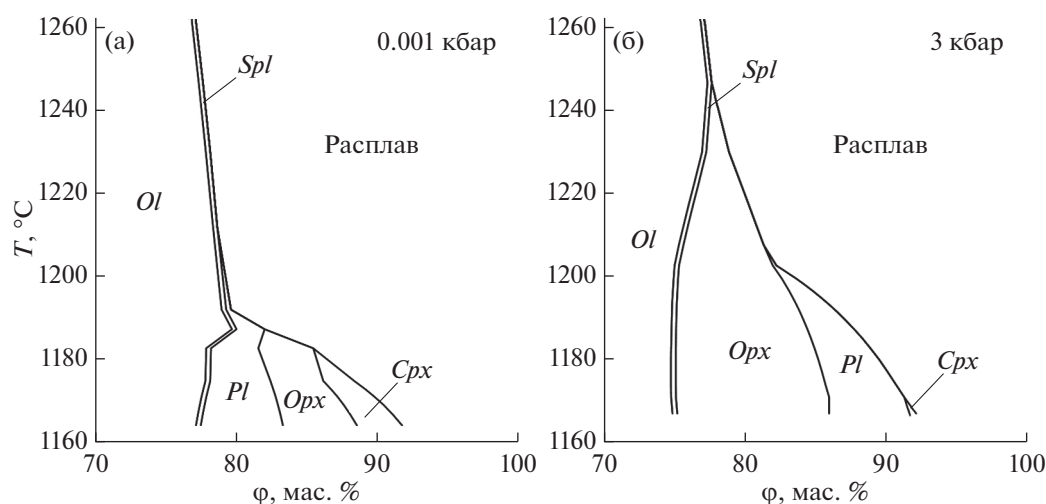
Состав обр. 18MP03-02-2												
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма
43.18	0.15	3.27	11.15	0.19	38.56	2.31	0.49	0.10	0.03	0.32	0.24	100.00
	Нормативный пересчет (CIPW)	Модальный пересчет		Расчеты по КОМАГМАТ-5.3 при разной коррекции давления								
<i>Ol</i>	76.9	74.9	<i>P</i> , кбар	0.001	1	2	3	4	5	7		
<i>Opx</i>	7.6	11.2	<i>Ol</i>	77.2	76.8	75.6	74.9	74.2	73.7	72.8		
<i>Aug</i>	3.9	4.9	<i>Opx</i>	5.2	5.6	9.0	10.8	12.2	13.3	15.6		
<i>Pl</i>	10.6	9.3	<i>Ol/Opx</i>	14.7	13.8	8.4	7.0	6.1	5.5	4.7		
<i>Kfs</i>	0.6		Cryst	92.5	86.7	92.7	93.0	93.2	93.6	94.7		
<i>Ilm</i>	0.3		<i>T</i> , °C	1164.1	1181.6	1166.5	1166.9	1168.2	1169.4	1165.6		
<i>Ap</i>	0.1											
<i>Ol/Opx</i>	10.1	6.7										

Примечание. Cryst — процент кристаллической фазы. Все значения, если не указано иное, приведены в мас. %. Жирным выделены важные для сравнения значения: процент *Opx* и значения *Ol/Opx*. Пояснения см. в тексте.

совпадение этого суммарного количества ортопироксена и *Ol/Opx* между результатами моделирования и нормативным пересчетом достигается при давлении около 1.5 кбар (см. CIPW в табл. 3), в то время как совпадение с модальным расчетом достигается в диапазоне 3–3.5 кбар. Это значение согласуется с оценкой давления кристаллизации Мончегорского плутона, полученной с использованием ортопироксенового геобарометра (Перчук, 1977) и приведенной в работе (Чашин и др., 2020). Хотя количественная составляющая такой оценки давления (учитывая единичный использованный

образец) остается под вопросом, качественно эта поправка необходима, так как без нее, при моделировании в условиях атмосферного давления, плагиоклаз появляется в расчете раньше, чем ортопироксен (рис. 6а).

Для довыренского дунита с логнормальным CSD оливина (рис. 5в) мы тоже привлекаем механизм растворения кристаллов. Однако вероятная причина его уже не в перитектической реакции, а в компакционных явлениях протокумулясной системы, испытавшей инфильтрацию горячего (~1280°C) порового расплава через относительно

**Рис. 6.** Примеры расчета кристаллизации обр. 18MP03-2-2 в КОМАГМАТ-5.3: (а) без поправки — при атмосферном давлении; (б) с поправкой модельной температуры для *Opx* +30°C — при давлении 3 кбар.

холодные участки кристаллической каши (~1180°C). Эти соображения и оценки основаны на установлении температурной гетерогенности протокумуляса для довыренских плагиоперидотитов и дунитов нижней части разреза (Ariskin et al., 2018), которая выражается в вариациях магнезиальности, когда валовые составы пород ложатся на два контрастных тренда в координатах MgO–FeO (линии оливинового контроля).

ВЫВОДЫ

В настоящее время для кумулатов расслоенных массивов накоплен большой объем данных о распределении по размеру кристаллов различных минералов. Теоретические и экспериментальные работы по воспроизведению разных типов CSD и их параметров пока позволяют в большей мере качественно интерпретировать природные данные. На наш взгляд, первым шагом при такой интерпретации является обоснование механизма образования конкретного вида распределения в конкретных кумулатах. Такой анализ требует привлечения не единичного CSD различных типов, но представительных выборок образцов со сходными структурными характеристиками. При этом важное значение имеет сопоставление сходных пород, учет их стратиграфического положения в разрезах расслоенных массивов и привлечение максимально широкого набора петрологических и геохимических аргументов. Второй этап должен включать сравнение данных, единообразно полученных на разных объектах, для выявления общих физико-химических процессов, ответственных за образование кумулатов. Эффективность этих подходов будет продемонстрирована в следующей публикации, обобщающей систематические исследования CSD плагиодунитов и дунитов из базальной части Йоко-Довыренского массива.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Кислову Е.В. за сопровождение и консультации во время полевых работ на Йоко-Довыренском расслоенном массиве, Смолькину В.Ф. за материалы и содействие во время полевых и камеральных работ на Мончегорском массиве, Бухареву А.Ю. за предоставление алгоритма для совмещения смещенных изображений, а также Симону Тарквини из университета Пизы за ценные консультации на начальном этапе исследований. Особенно коллектив авторов благодарит А.Г. Симакина за ценнейшие замечания на всех этапах работы и за рецензию рукописи, что существенно улучшило ее качество.

Источники финансирования. Статья подготовлена в рамках Госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
- Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С., Бармина Г.С. Обновленный КОМАГМАТ-5: моделирование эффектов выделения сульфидов одновременно с кристаллизацией аллюмохромистой шпинели // Петрология. 2023. Т. 31. № 5.
- Буссен И.В. Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
- Герасимовский В.И., Балашов Ю.А., Волков В.П. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 398 с.
- Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. Бурятского НЦ, 1998. 265 с.
- Колмогоров А.Н. К статистической теории кристаллизации металлов // Изв. АН СССР. Сер. Математическая. 1937. Т. 1. Вып. 3. С. 355–359.
- Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и “пироксеновые геотермы” // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1196–1200.
- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение // Ред. Ф.П. Митрофанов и В.Ф. Смолькин. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Ч. 1. 177 с.
- Симакин А.Г., Трубицын В.П., Харибин Е.В. Распределение по размерам и глубине для кристаллов, осаждающихся в застывающей магматической камере // Физика Земли. 1998. Т. 8. С. 30–37.
- Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Баянова Т.Б. и др. Магмоподводящий палеоканал в Мончегорском рудном районе: геохимия, изотопный U–Pb и Sm–Nd анализ (Кольский регион, Россия) // Зап. Горного ин-та. 2022. Т. 255. С. 1–14.
- Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1998. 216 с.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др. Петрогенез и возраст пород Нижней платиноносной зоны Мончегорского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 150–183.
- Andrews B.J., Befus K.S. Supersaturation Nucleation and Growth of Plagioclase: a numerical model of decompression-induced crystallization // Contrib. Mineral. Petrol. 2020. V. 175. № 3. P. 1–20. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-1660-9>
- Annen C. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 284. № 3–4. P. 409–416. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.006>
- Ariskin A.A., Kostitsyn Y.A., Konnikov E.G. et al. Geochronology of the Dovyren intrusive complex, northwestern Baikal area, Russia, in the Neoproterozoic // Geochem. Int. 2013. V. 51. P. 859–875. <https://doi.org/10.1134/S0016702913110025>

- Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al.* The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // *Lithos*. 2018. V. 302–303. P. 242–262. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.001>
- Armienti P., Tarquini S.* Power law olivine crystal size distributions in lithospheric mantle xenoliths // *Lithos*. 2002. V. 65 (3–4). P. 273–285. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00195-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00195-0)
- Arzamastsev A.A.* Unique Paleozoic Intrusions of the Kola Peninsula. Apatity: Geological Institute of the Kola Science Centre, 1994. 79 p.
- Blow K.E., Quigley D., Sosso G.C.* The seven deadly sins: When computing crystal nucleation rates, the devil is in the details // *J. Chemical Physics*. 2021. V. 155 (4). P. 040901. <https://doi.org/10.1063/5.0055248>
- Boorman S., Boudreau A., Kruger F.J.* The Lower Zone-Critical Zone transition of the Bushveld Complex: a quantitative textural study // *J. Petrol.* 2004. V. 45 (6). P. 1209–1235. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh011>
- Brugger C.R., Hammer J.E.* Crystal size distribution analysis of plagioclase in experimentally decompressed hydrous rhyodacite magma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 300 (3–4). P. 246–254. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.046>
- Cashman K.V.* Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 113. P. 126–142. <https://doi.org/10.1007/BF00320836>
- Cashman K.V., Marsh B.D.* Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99 (3). P. 292–305. <https://doi.org/10.1007/BF00375363>
- Da Silva M.M., Holtz F., Namur O.* Crystallization experiments in rhyolitic systems: The effect of temperature cycling and starting material on crystal size distribution // *Amer. Mineral.* 2017. V. 102 (11). P. 2284–2294. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5981>
- Dowty E.* Chapter 10. Crystal Growth and Nucleation Theory and the Numerical Simulation of Igneous Crystallization // *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press, 1980. 600 p. <https://doi.org/10.1515/9781400854493.419>
- Eberl D.D., Drits V.A., Śrdoń J.* Deducing growth mechanisms for minerals from the shapes of crystal size distributions // *Amer. J. Sci.* 1998. V. 298 (6). P. 499–533. <https://doi.org/10.2475/ajs.298.6.499>
- Féménias O., Coussaert N., Brassinnes S. et al.* Emplacement processes and cooling history of layered cyclic unit II-7 from the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia) // *Lithos*. 2005. V. 83. № 3–4. P. 371–393. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.012>
- Godel L.M., Barnes S.J., Barnes S.* Deposition computed mechanisms of magmatic sulphide liquids: evidence from high-resolution X-ray tomography and trace element chemistry of komatiite-hosted disseminated sulphides // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 7. P. 1455–1481 <https://doi.org/10.1093/petrology/egt018>
- Hersum T.G., Marsh B.D.* Igneous microstructures from kinetic models of crystallization // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 2006. V. 154 (1–2). P. 34–47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.018>
- Higgins M.D.* Measurement of crystal size distributions // *Amer. Mineral.* 2000. V. 85 (9). P. 1105–1116. <https://doi.org/10.2138/am-2000-8-901>
- Higgins M.D.* A crystal size-distribution study of the Kiglapait layered mafic intrusion, Labrador, Canada: Evidence for textural coarsening // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 144 (3). P. 314–330. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0399-9>
- Higgins M.D.* Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology. Cambridge University Press, 2006. 265 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535574>
- Hort M., Spohn T.* Crystallization calculations for a binary melt cooling at constant rates of heat removal: implications for the crystallization of magma bodies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107 (3–4). P. 463–474. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90093-W](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90093-W)
- Hoshida T., Obata M., Akatsuka T.* Crystal settling and crystal growth of olivine in magmatic differentiation – the Muratomisaki Gabbroic Complex, Shikoku, Japan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2006. V. 101 (5). P. 223–239. <https://doi.org/10.2465/jmps.101.223>
- Hunt E.J., Finch A.A., Donaldson C.H.* Layering in peralkaline magmas, Ilímaussaq Complex, S Greenland // *Lithos*. 2017. V. 268–271. P. 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.023>
- Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y. et al.* Critical controls on the formation of contact-style PGE-Ni-Cu mineralization: Evidence from the paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // *Econ. Geol.* 2018. V. 113 (4). P. 911–935.
- Kirkpatrick R.J.* Towards a kinetic model for the crystallization of magma bodies // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81 (14). P. 2565–2571. <https://doi.org/10.1029/jb081i014p02565>
- Kirkpatrick R.J.* Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii // *GSA Bull.* 1977. V. 88 (1). P. 78–84. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<78:NA-GOPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<78:NA-GOPM>2.0.CO;2)
- Lifshitz I.M., Slyozov V.V.* The kinetics of precipitation from supersaturated solid solutions // *J. Phys. Chem. Solids*. 1961. V. 19 (1–2). P. 35–50. [https://doi.org/10.1016/0022-3697\(61\)90054-3](https://doi.org/10.1016/0022-3697(61)90054-3)
- Magee C., O'Driscoll B., Chambers A.D.* Crystallization and textural evolution of a closed-system magma chamber: Insights from a crystal size distribution study of the Lilloise layered intrusion, East Greenland // *Geol. Mag.* 2010. V. 147 (3). P. 363–379. <https://doi.org/10.1017/S0016756809990689>
- Mao Y.J., Barnes S.J., Duan J. et al.* Morphology and particle size distribution of olivines and sulphides in the jinchuan Ni-Cu sulphide deposit: Evidence for sulphide percolation in a crystal mush // *J. Petrol.* 2018. V. 59 (9). P. 1701–1730. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy077>
- Mao Y.J., Barnes S.J., Qin K.Z. et al.* Rapid orthopyroxene growth induced by silica assimilation: constraints from sector-zoned orthopyroxene, olivine oxygen isotopes and trace

- element variations in the Huangshanxi Ni–Cu deposit, Northwest China // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019. V. 174. P. 33.
<https://doi.org/10.1007/s00410-019-1574-6>
- Marsh B.D.* Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization – I. Theory // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99 (3). P. 277–291.
<https://doi.org/10.1007/BF00375362>
- Marsh B.D.* On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems // *J. Petrol.* 1998. V. 39 (4). P. 553–599.
<https://doi.org/10.1093/petroj/39.4.553>
- McDonald M.A., Bommarius A.S., Grover M.A. et al.* Direct observation of growth rate dispersion in the enzymatic reactive crystallization of ampicillin // *Processes*. 2019. V. 7 (6). P. 1–17.
<https://doi.org/10.3390/PR7060390>
- Melnik O.E., Blundy J.D., Rust A.C. et al.* Subvolcanic plumbing systems imaged through crystal size distributions // *Geology*. 2011. V. 39 (4). P. 403–406.
<https://doi.org/10.1130/G31691.1>
- Mikhailova J.A., Ivanyuk G.Y., Kalashnikov A.O. et al.* Petrogenesis of the eudialyte complex of the Iovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia) // *Minerals*. 2019. V. 9 (10). P. 581.
<https://doi.org/10.3390/min9100581>
- Mills R.D., Glazner A.F.* Experimental study on the effects of temperature cycling on coarsening of plagioclase and olivine in an alkali basalt // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 166 (1). P. 97–111.
<https://doi.org/10.1007/s00410-013-0867-4>
- Mollard E., Martel C., Le Trong E. et al.* Theoretical models of decompression-induced plagioclase nucleation and growth in hydrated silica-rich melts // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. P. 1–15.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.00203>
- Mydlarz J.* An exponential-hyperbolic crystal growth rate model // *Crystal Research and Technology*. 1995. V. 30 (6). P. 747–761.
<https://doi.org/10.1002/crat.2170300604>
- O'Driscoll B., Donaldson C.H., Troll V.R. et al.* An origin for harrisitic and granular olivine in the rum layered suite, NW Scotland: a crystal size distribution study // *J. Petrol.* 2007. V. 48 (2). P. 253–270.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egl059>
- Orlando A., D'Orazio M., Armienti P. et al.* Experimental determination of plagioclase and clinopyroxene crystal growth rates in an anhydrous trachybasalt from Mt Etna (Italy) // *Eur. J. Mineral.* 2008. V. 20. P. 653–664.
<https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1841>
- Park Y., Hanson B.* Experimental investigation of Ostwald-ripening rates of forsterite in the haplobasaltic system // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999. V. 90 (1–2). P. 103–113.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00023-2)
- Randolph A.D., Larson M.A.* Theory of Particulate Processes. New York: Academic Press, 1971. 251 p.
- Randolph A.D., White E.T.* Modelling size dispersion in the prediction of crystal size distribution // *Chem. Eng. Sci.* 1977. V. 32. P. 1067–1076.
- Resmini R.G.* Modeling of crystal size distributions (CSDs) in sills // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 161 (1–2). P. 118–130.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.023>
- Salisbury M.J., Bohron W.A., Clyne M.A. et al.* Multiple plagioclase crystal populations identified by crystal size distribution and in situ chemical data: Implications for timescales of magma chamber processes associated with the 1915 eruption of Lassen Peak, CA // *J. Petrol.* 2008. V. 49 (10). P. 1755–1780.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egn045>
- Simakin A.G., Bindeman I.N.* Evolution of crystal sizes in the series of dissolution and precipitation events in open magma systems // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2008. V. 177 (4). P. 997–1010.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.012>
- Simakin A.G., Devyatova V.N., Nekrasov A.N.* Crystallization of Cpx in the Ab–Di system under the oscillating temperature: contrast dynamic modes at different periods of oscillation // *Eds. Y. Litvin, O. Safonov. Advances in Experimental and Genetic Mineralogy. Springer Mineralogy.* Springer Cham, 2020.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-42859-4_5
- Simone C., Mattia de' M.V., Patrizia L.* CrystalMom: a new model for the evolution of crystal size distributions in magmas with the quadrature-based method of moments // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017. V. 172 (11–12).
<https://doi.org/10.1007/s00410-017-1421-6>
- Sosso G.C., Chen J., Cox S.J. et al.* Crystal nucleation in liquids: open questions and future challenges in molecular dynamics simulations // *Chem. Rev.* 2016. V. 116 (12). P. 7078–7116.
<https://doi.org/10.1021/acs.chemrev.5b00744>
- Špillar V., Dolejš D.* Calculation of time-dependent nucleation and growth rates from quantitative textural data: Inversion of crystal size distribution // *J. Petrol.* 2013. V. 54 (5). P. 913–931.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egs091>
- Špillar V., Dolejš D.* Kinetic model of nucleation and growth in silicate melts: Implications for igneous textures and their quantitative description // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. V. 131. P. 164–183.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.022>
- Spohn T., Hort M., Fischer H.* Numerical simulation of the crystallization of multicomponent melts in thin dikes or sills. 1. The liquidus phase // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93 (B5). P. 4880–4894.
<https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04880>
- Tarquini S., Favalli M.* A microscopic information system (MIS) for petrographic analysis // *Computers & Geosciences*. 2010. V. 36 (5). P. 665–674
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.09.017>
- Toramaru A.* Model of nucleation and growth of crystals in cooling magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 108 (1–2). P. 106–117.
<https://doi.org/10.1007/BF00307330>
- Vona A., Romano C., Dingwell D.B. et al.* The rheology of crystal-bearing basaltic magmas from Stromboli and Etna // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 3214–3236.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.03.031>
- Williams E., Boudreau A.E., Boorman S. et al.* Textures of orthopyroxenites from the Burgersfort bulge of the eastern Bushveld Complex, Republic of South Africa // *Contrib.*

Mineral. Petrol. 2006. V. 151 (4) P. 480–492.
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0072-9>

Yao Z. Sen, Qin K. Zhang, Xue S. Chao. Kinetic processes for plastic deformation of olivine in the Poyi ultramafic intrusion, NW China: Insights from the textural analysis of a ~1700 m fully cored succession // *Lithos*. 2017. V. 284–285.

P. 462–476.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.002>

Zieg M.J., Marsh B.D. Crystal size distributions and scaling laws in the quantification of igneous textures // *J. Petrol.* 2002. V. 43 (1). P. 85–101.

<https://doi.org/10.1093/petrology/43.1.85>

Crystal Size Distribution as a Key to Protocumulus Evolution in Layered Intrusions: Experiments, Calculations and Practice of CSD Extraction

S. N. Sobolev¹, A. A. Ariskin^{1, 2}, G. S. Nikolaev¹, and I. V. Pshenitsyn¹

¹*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia*

The paper provides a review of calculation and experimental approaches to reproducing three types of crystal size distributions (linear, bimodal, lognormal CSD), and also systematizes publications on CSD data in rocks of ten layered massifs. For a more detail discussion, the results for plagioclite samples from the Yoko-Dovyren massif (Northern Baikal region, Russia), harzburgite from the marginal zone of the Monchegorsk pluton, and urtites from the Lovozero intrusion (Murmansk region, Russia) were selected. Possible causes and scenarios for the formation of three types of CSDs discovered for these objects are presented.

Keywords: crystal size distribution, CSD, cumulate, layered intrusion, crystal mush, Yoko-Dovyren, Monchepluton, Lovozero