

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

ТРИ ТИПА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ ОЛИВИНА ПО РАЗМЕРУ В ДУНИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА КАК СИГНАЛЫ РАЗЛИЧНОЙ ИСТОРИИ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ¹

© 2024 г. С. Н. Соболев^{а, *}, А. А. Арискин^{а, b}, Г. С. Николаев^а, И. В. Пшеницын^а

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

^bМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: ssn_collection@bk.ru

Поступила в редакцию 18.09.2023 г.

После доработки 16.01.2024 г.

Принята к публикации 28.01.2024 г.

В 17 образцах плагиодунитов и плагиоклазсодержащих дунитов из центральной части Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) получены распределения кристаллов по размеру (CSD) для оливина. При этом установлено три типа CSD – логлинейное, бимодальное и логнормальное. Комбинируя эти данные с результатами петрологических реконструкций двух главных типов довыренских магм (по методу геохимической термометрии), для объяснения разнообразия CSD предложена схема взаимодействия магматических суспензий, отличающихся по температуре. Интрателлурический оливин, привнесенный разнотемпературными магмами, не испытывавшими в камере ни резкого охлаждения, ни нагрева, сохранил логлинейное CSD. Для отдельных порций наиболее горячей магмы (~1290°C) предполагается, что в случае контакта с относительно холодной кристаллической кашей (~1190°C) в некоторых участках высокотемпературных инъекций оливин приобрел бимодальное CSD, которое образовалось за счет ускорения кристаллизации при более быстром охлаждении. Интерпретация логнормального CSD допускает, что некоторая часть оливина протокумуляных систем при компакти подстилающей расплавно-кристаллической каши в большей степени омывалась поровым расплавом. Это приводило к циклам частичного растворения и дорастания зерен оливина, что и продуцировало логнормальное CSD. Фильтрующийся горячий расплав, ненасыщенный по несмесимому сульфидному расплаву, растворял присутствующую в каше сульфидную жидкость, что обусловило сильную обедненность серой и халькофильными элементами дунитов с логнормальным CSD. Возможно, логнормальное распределение маркирует объемы в кристаллической каше, где происходила фокусирующая фильтрация порового расплава.

Ключевые слова: Йоко-Довыренский массив, распределение кристаллов по размеру, CSD, дунит, компакция, кристаллическая каша, сульфидный расплав, динамика дифференциации, фокусировка фильтрации, рассеянная сульфидная минерализация

DOI: 10.31857/S0869590324040054 EDN: BYGWZH

ВВЕДЕНИЕ

В работе (Соболев и др., 2023) представлен обзор результатов изучения разными авторами распределения кристаллов по размеру (“crystal size distribution”, далее CSD) в породах-кумулятах из крупных расслоенных массивов и дифференцированных силлов. Независимо от состава, строения и типа изученных минералов выделяется три типа CSD – логлинейный, логнормальный

и бимодальный. Эти наблюдения были подкреплены детальными измерениями, которые проведены нами на нескольких демонстрационных образцах из Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье, Мончегорского плутона и Ловозерского интрузива в Мурманской области. Примеры характерных пород можно увидеть на рис. 3 цитируемой работы. В настоящей статье приведены некоторые современные представления о механизмах формирования разных типов CSD, которые для интрузивных пород можно разделить на первично-магматические и преобразованные механически. В простейшем случае функция логарифма первичного ростового распределения имеет CSD, близкое

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0869590324040054 для авторизованных пользователей.

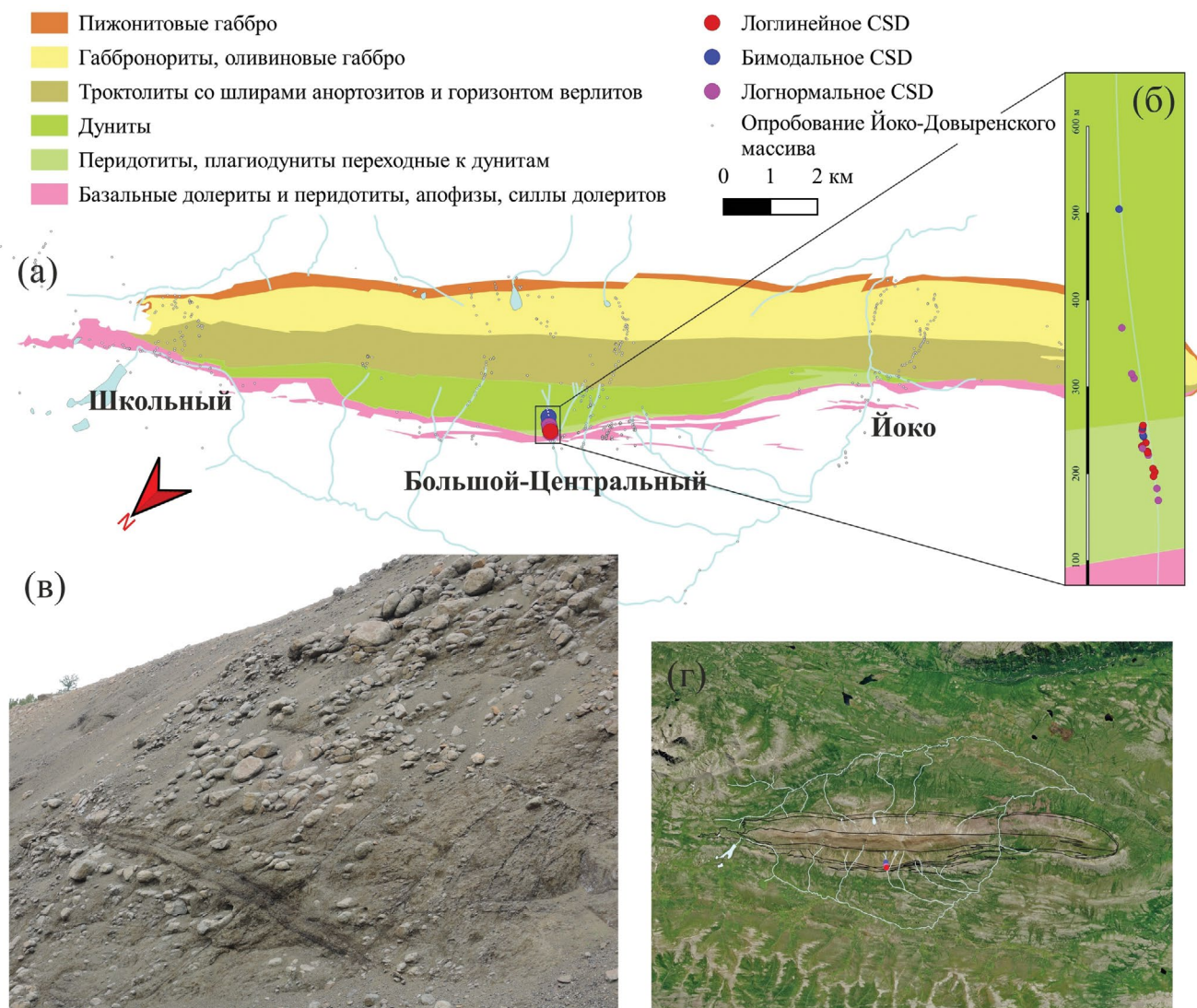


Рис. 1. (а) Упрощенная геологическая схема Йоко-Довыренского массива, по (Ariskin et al., 2018). Жирным шрифтом указаны названия трех основных разрезов. На врезке (б) даны положения точек пробоотбора, в том числе приведены образцы, классифицированные без инструментального определения CSD, но визуально, и на основании геохимических данных (Ariskin et al., 2018) отнесенные нами к одному из трех типов. Линейка отложена от нижнего контакта массива. (в) Характерный склон долины руч. Большой-Центральный, где обнажается нижняя часть разреза дунитов. Видно, что обнаженность хотя и коренная, но не непрерывная. (г) Спутниковый снимок с контурами массива.

к логлинейному. При формировании каждого такого распределения скорость охлаждения, по-видимому, как минимум, не возрастает. Методический подход, использованный при измерении распределения кристаллов оливина по размеру, подробно описан в работе (Соболев и др., 2023).

В настоящей статье приводятся данные по CSD оливина из 17 образцов ультрамафитов нижней части разреза Йоко-Довыренского расчлененного массива в Северном Прибайкалье, представленных разновидностями плагиоклазовых дунитов (см. ниже рис. 2а–2д). Задача работы — продемонстрировать корреляцию между CSD и различием

в составе и петрологической специфике оливинных кумулатов (включая исходную температуру и состав оливина) и, в конечном счете, уточнить сценарий термической и динамической эволюции соответствующих протокумулятивных систем, предложенный в (Ariskin et al., 2018). Первая его стадия предполагает множественные импульсы геохимически однородных, но разных по температуре (1190 и 1290°C) порций пикритовых магм. Временной интервал между каждым внедрением был достаточно малым, так что существенного затвердевания не происходило, а имела место амальгамация разнотемпературных порций магмы.

СТРОЕНИЕ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА И ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Йоко-Довыренский массив протяженностью 26 км относится к Довыренскому интрузивному комплексу с возрастом ~728 млн лет (Ariskin et al., 2018), его тело сильно вытянуто с ЮЗ на СВ с учетом опрокинутого залегания и имеет максимальную мощность несколько выше 3 км (рис. 1а). Первичная магматическая расчлененность параллельна субвертикальным контактам интрузива, при этом само тело тектонически нарушено слабо. Разрез Йоко-Довыренского массива в срединной части составляют (снизу вверх) закалочные габбронориты и пикродолериты, базальные плагиоперидотиты (~170 м), плагиодуниты и *Pl*-содержащие дуниты (~1000 м, в средней и верхней частях адкумулусные), переходящие в толщу троктолитов (около 1000 м), и выше — оливиновые габбро и габбронориты (вместе около 1000 м). В прикровельной части эта стратиграфическая последовательность завершается зонами кварц-пижонитовых габбро (~150 м) и приконтактных мелкозернистых габброноритов (Ariskin et al., 2018).

В зоне дунитов и троктолитов в разных участках массива установлены карбонатно-силикатные шпирты и будины, представляющие ксенолиты апокарбонатных магнезиальных скарнов (Перцев, Шабынин, 1978). В наиболее мощной центральной части Йоко-Довыренского массива скарны приурочены к верхней половине дунитовой зоны. Данные породы в настоящей работе не рассматриваются, за исключением обр. 07DV124-17, в котором можно отметить повышенные магнезиальность оливина и содержание кальция.

Для разреза Йоко-Довыренского массива характерны различные содержания сингенетических сульфидов, которые присутствуют в виде убогой до рудной минерализации, включая малосульфидные платинометалльные рифы (Кислов, 1998; Орсоев, 2019). В работах (Ariskin et al., 2018, 2016) показано, что для оценки начала силикатно-сульфидной несмесимости в магме этого массива генетически важным является убого минерализованный горизонт, приуроченный к переходу от плагиоклазовых лерцолитов к плагиодунитам. Здесь виден первый слабый сигнал избыточной аккумуляции сульфида. Сульфиды имеют преимущественно никелистый характер.

Петрографическая характеристика образцов

Общий петрографический портрет изученных дунитов в большой мере зависит от их положения в разрезе Йоко-Довыренского массива и количества интеркумулусных фаз. Породы варьируют от мезокумулусов (рис. 2а–2в, 2д) до практически

адкумулусов (рис. 2г), содержание оливина 80–95%. Примерно в половине случаев он явно идиоморфный с кристаллографическими очертаниями; средний размер его кристаллов составляет 2 мм. Редко встречаются кристаллы причудливой формы, с заливами или вытянутые, иногда попадаются обломки кристаллов. В крупных зернах оливина встречаются полифазные включения, в которых находятся пироксены, слюда и амфибол (Конников и др., 2005). Оливин может иметь признаки деформаций, выраженные в наличии субзерновых границ.

Когда оливин контактирует по граням, границы оказываются ровными. Однако может происходить и “вдавливание” одного кристалла в другой, что напоминает элементы адкумулусных структур. В некоторых образцах даже со значительной долей интеркумулуса двугранные углы в тройных стыках зерен оливина приближаются к 120°, но распределение таких стыков и вдавленных контактов по объему породы неравномерно и не повсеместно (рис. 2д). Для части двугранных углов установлены адкумулусные “носики”, подобные описанным в (Holness et al., 2005).

Минералы интеркумулуса обычно представлены (в разных пропорциях) пойкилитовым плагиоклазом, ортопироксеном и клинопироксеном. Реже встречается флогопит и амфибол, количество которых возрастает по направлению к нижнему контакту (Кислов, 1998). Оливин при контакте с интерстициальным ортопироксеном, реже клинопироксеном, подвергается резорбции. Иногда внутри небольших ойкокрис *Орх* наблюдаются мелкие реликты оливина неправильной формы. На форме крупных кристаллов оливина резорбция сказывается слабо. В объеме пород интеркумулуса распределен неравномерно, а распределение оливина в пространстве может указывать на существование кластеров во время его осаждения. Вторичные изменения, если и встречаются, то чаще по плагиоклазу. Аллюмохромистая шпинель присутствует и в интеркумулусе, и во включениях в оливине, но основное количество характерно для порового пространства кумулатов, в котором иногда наблюдаются гроздь-скопления зерен этого минерала. Для части дунитов и плагиодунитов в интеркумулусе характерно наличие рассеянных сульфидов. Позже будет показано, что количество сульфидов и хромита привязано к типу CSD оливина.

Плагиолерцолиты от описанных выше пород отличаются в первую очередь большей пропорцией интеркумулуса. Оливин в среднем более крупный (3–4 мм). В его форме могут читаться признаки ранее скелетного облика, встречаются уплощенные (в шлифе удлиненные) зерна, а также зерна неправильной формы (видимо, частично резорбированные) — с заливами. Коррозия пироксенами оливина проявлена здесь более существенно,



Рис. 2. (а) обр. 09DV501-40 – дунит мезокумулат с логлинейным CSD; (б) обр. 09DV501-59 – дунит мезокумулат с бимодальным CSD. Красным обведены вытянутые кристаллы оливина; (в) обр. 09DV501-37 – дунит мезокумулат с логнормальным CSD. Синими стрелками на (б, в) отмечены полифазные включения в ядрах оливина. (г) обр. 07DV124-17b – дунит, близкий к адкумулату, с бимодальным CSD, примечательно наличие удлиненного оливина, который ориентируется согласно расслоенности. Хорошо видны субзерновые границы (красные стрелки); (д) обр. 07DV124-12 – дунит мезокумулат с логнормальным CSD, локально присутствуют характерные для адкумулатов границы зерен оливина (желтые стрелки); (е) обр. 13DV547-1 – плагиоферцолит ортокумулат с пойкилитовым ортопироксеном; (ж) обр. 09DV501-7 – плагиоферцолит ортокумулат с вытянутым оливином. Масштабная линейка – 1 мм.

но идиоморфные кристаллы все же встречаются. Некоторые зерна оливина обогащены мелкими кристаллами шпинели, но чаще последние приурочены к их краям, на удалении в интеркумулусе

шпинели обычно нет. Размеры ойкокрис ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза достигают 1 см. Сульфиды распространены спорадически, нередко ассоциируют с флогопитом (Кислов, 1998).

Особенности отбора и состава образцов

Образцы для изучения CSD выбирались из базовой коллекции по разрезу Большой-Центральный, для которых имеются описания структуры и надежные определения содержаний главных и примесных элементов (Ariskin et al., 2018). 17 образцов, отобранных для изучения CSD оливина, характеризуют стратиграфический интервал протяженностью около 300 м, начиная с плагиодунита, обр. 07DV124-3 ($h = 181$ м от нижнего контакта), до, возможно, слабкоконтраминированного дунита, обр. 07DV124-17 ($h = 496$ м), см. табл. 1 и рис. 16. Не вполне определенный термин “плагиодунит” на протяжении многих лет используется в региональной геологии Йоко-Довыренского массива применительно к сильно меланократовым породам, промежуточным между плагиоперидотитами (плагиоклазовыми лерцолитами), оливиновыми меланогабброноритами и дунитами (Кислов, 1998). Нормативное содержание плагиоклаза варьирует в них по обе стороны канонической границы 10%, а суммарное количество пироксенов не превышает 5–7%. По этой причине провести определенный раздел между плагиоклазовыми и *Pl*-содержащими дунитами крайне затруднительно, тем более что в опробованном интервале наблюдается последовательное снижение количества нормативного плагиоклаза (от 12 до 7 мас. % и ниже), а содержание оливина возрастает от 80 до 97 мас. % (табл. 1). В качестве формальной границы мы принимаем стратиграфический уровень $h = 228$ м, где отобран обр. 07DV124-5, который характеризуется резким скачком количества рассеянных сульфидов и содержанием ~85% *Ol*. Структурные различия между главными типами пород иллюстрируют изображения шлифов на рис. 2. Подзона плагиодунитов (47 м) опробована наиболее детально, а вышележащие *Pl*-содержащие дуниты – плотнее в начале и фрагментарно в средней и верхней частях данного интервала.

Помимо образцов, для которых даны количественные структурные данные (табл. 1, тип CSD), в работе рассматриваются пять образцов (DV30-4, 13DV547-1, 13DV547-10, 09DV501-7, 13DV547-16) подстилающих плагиоперидотитов, четыре образца (13DV547-31, 13DV547-122, 09DV501-58, 09DV501-86) дунитов и плагиодунитов, в которых тип CSD классифицирован визуально без инструментального измерения, и обр. DV30-1 – долерит, отобранный близко к закалочной зоне. Эти породы привлечены для иллюстрации некоторых геохимических закономерностей.

В разрезе, опробованном вдоль руч. Большой, имеется скрытая гетерогенность, которая проявляется в бимодальности петрохимических трендов на диаграммах в координатах MgO–FeO (Ariskin et al., 2018). Составы большинства пород, опробованных

в интервале от нижнего контакта до стратиграфического уровня 230 м и несколько выше, формируют две четкие зависимости, отвечающие составам исходного оливина Fo_{86} и Fo_{88} (рис. 3а). Эти петрологические неоднородности проявлены в масштабе от первых до 10 м и не могут быть однозначно классифицированы как расслоенность, поскольку в полевых условиях (рис. 1в) можно распознать только более общие петрографические типы – плагиоклазовые дуниты и плагиоперидотиты (см. Fig. 3 в Ariskin et al., 2016). Таким образом, в базальной зоне Йоко-Довыренского массива предполагается присутствие двух типов оливиновых кумулатов, представляющих продукты кристаллизации двух различающихся по температуре исходных магм (~1190 и ~1290°C, Ariskin et al., 2018), в момент внедрения равновесных с кристаллами оливина Fo_{86} и Fo_{88} соответственно (Ariskin et al., 2018). Эта интерпретация подразумевает, что наблюдаемый в породах состав оливина (который всегда оказывается менее магнезиальным по сравнению с исходным) не отражает параметры кристаллизации исходных магм, но представляет процессы переуравновешивания в системе кумулус–интеркумулус по мере остывания смеси кристаллов и расплава (Barnes, 1986).

Для дунитов и плагиодунитов содержания CaO и Al₂O₃ (рис. 3б), которые отражают количество интеркумулуса, варьируют в пределах 1–3 и 2–4 мас. % соответственно. В плагиолерцолитах их содержание повышено в среднем до 5 и 7 мас. %. По сравнению с остальными обр. 07DV124-17 имеет минимальные содержания этих элементов, так как является адкумулатом. Из несовместимых элементов для иллюстрации вариаций содержания интеркумулусных фаз выбраны Zr, Y (рис. 3в). Количество шпинели в породе маркируется концентрацией хрома (см. ниже рис. 5б). Максимальное его содержание характерно для некоторых плагиолерцолитов и в нижней части последовательности плагиодунитов. Для халькофильных элементов (Cu, Ni) и серы (см. ниже рис. 5г, 5д) в целом свойственна прямая корреляция содержаний в породах. Она, вероятно, отражает факт их единой миграции в несмесимом сульфидном расплаве. Концентрации серы и халькофилов включают условно фоновые для разреза содержания и несколько обогащенные (0.1–0.6 мас. % S), по которым выделяются породы убого минерализованного горизонта с рассеянными сульфидами (Ariskin et al., 2018).

**ТИПЫ CSD ОЛИВИНА
ДОВЫРЕНСКИХ ДУНИТОВ**

По методике, описанной в (Соболев и др., 2023), в дополнение к трем распределениям, опубликованным в цитируемой работе, мы представим еще 14 размеченных образцов (рис. 4а–4в).

Таблица 1. Положение образцов в разрезе, тип CSD и другое

Номер образца	Порода	Высота, м	CSD	N	S, мм ²	Mg#	OI потп, мас. %	Cr ₂ O ₃ , мас. %	S, мас. %	Zr, ppm	Ir, ppb	Ru, ppb
DV30-1	долерит	0.40	—			72.2	20.2	0.17	0.091	77	1.07	3.13
DV30-4	Pf-перидотит	5.40	—			81.0	46.8	0.70	0.061	53	8.42	28.20
13DV547-1	Pf-перидотит	149.60	—			85.5	64.9	0.97	0.040	15	10.40	37.80
13DV547-10	Pf-перидотит	155.80	—			85.3	66.7	1.00	0.030	13	10.80	38.10
09DV501-7	Pf-перидотит	158.00	—			85.2	70.9	1.00	0.030	28	10.60	38.10
13DV547-16	Pf-перидотит	160.20	—			85.4	65.5	1.07	0.020	9	13.00	43.80
13DV547-31	Pf-дунит	167.18	лог*			84.1	80.1	0.42	0.020	14	0.51	2.03
07DV124-03	Pf-дунит	181.0	лог	534	607	84.5	79.3	0.39	0.030	9		
09DV501-25	Pf-дунит	189.8	лин	1052	452	85.8	81.5	1.37	0.08	6	9.06	37.00
09DV501-29	Pf-дунит	196.8	лин	803	400	85.1	80.4	1.01	0.02	9	6.36	27.00
07DV124-4	Pf-дунит	200.0	лин	1120	546	86.1	80.6	1.38	0.140	7	7.41	30.30
09DV501-37	дунит	210.9	лог	731	548	85.1	84.1	0.41	0.001	6		
09DV501-40	дунит	216.2	лин	1109	527	84.8	85.8	0.51	0.07	9	1.76	9.49
09DV501-42	дунит	219.0	лин	619	298	85.1	86.7	0.48	0.10	6	1.26	6.36
13DV547-122	дунит	225.50	лог*			86.0	84.2	0.36	0.040	9	0.52	2.92
07DV124-5	дунит	228.0	лин	583	336	84.6	88.7	0.67	0.276	6	2.27	10.60
09DV501-54	дунит	233.0	лин	1166	564	85.7	87.1	0.70	0.222	6	1.67	9.76
09DV501-59	дунит	243.0	бим	1655	465	86.8	87.4	0.64	0.03	11	1.09	6.48
09DV501-58	дунит	244.00	бим*			86.7	85.9	0.61	0.030	10	1.13	6.69
09DV501-62	дунит	249.0	лог	564	487							
09DV501-63	дунит	258.0	лин	1003	384	87.2	86.6	0.63	0.101	6	1.81	8.01
09DV501-64	дунит	260.8	бим	971	402	87.2	87.6	0.55	0.077	8	1.00	5.50
09DV501-65	дунит	263.6	лин	591	275	87.1	88.1	0.55	0.060	9		
09DV501-82	дунит	306.0	лог	892	631							
09DV501-86	дунит	311.30	лог*			86.2	87.4	0.34	0.030	7	0.46	2.51
07DV124-12	дунит	361.0	лог	563	355	86.4	88.6	0.47	0.008	4		
07DV124-17	дунит	496.0	бим	2148	506	87.8	96.4	0.62	0.020	2		

Примечание. N — количество измеренных зерен в образце, S — площадь шлифа (мм²), в пределах которой были проведены измерения. Лин — логлинейное CSD, бим — бимодальное CSD, лог — логнормальное CSD.

*Образцы, классифицированные без инструментального определения CSD.

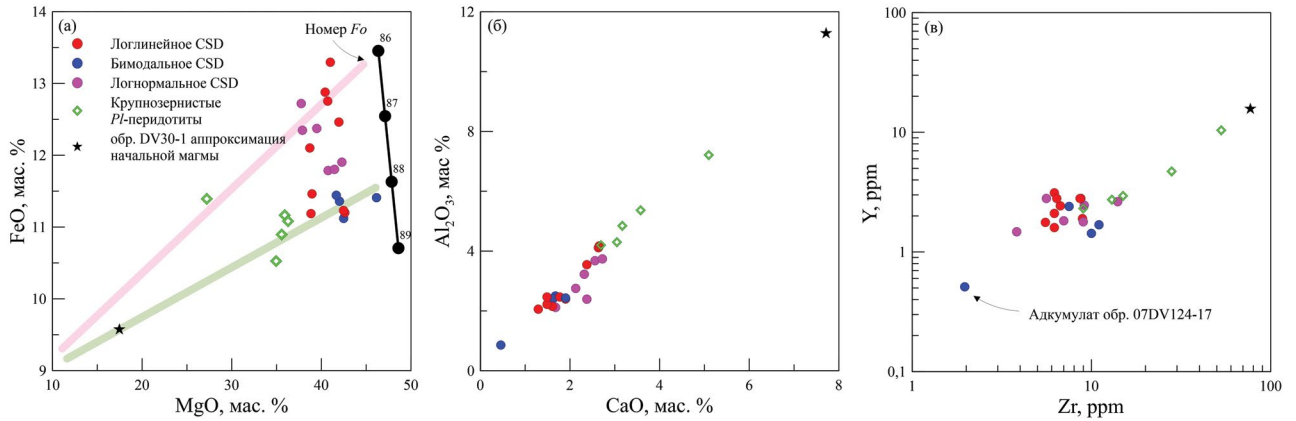


Рис. 3. (а) диаграмма MgO–FeO, иллюстрирующая положение пород, относительно чистого стехиометричного оливина. Зеленая линия – тренд смешения модельного высокотемпературного расплава и Fo_{88} , розовая линия – то же для низкотемпературной жидкости и Fo_{86} (Ariskin et al., 2018); на (б) и (в) видна прямая корреляция, контролируемая соотношением оливина и интеркумулусных минералов. Важно отсутствие группировки пород различных структурных типов.

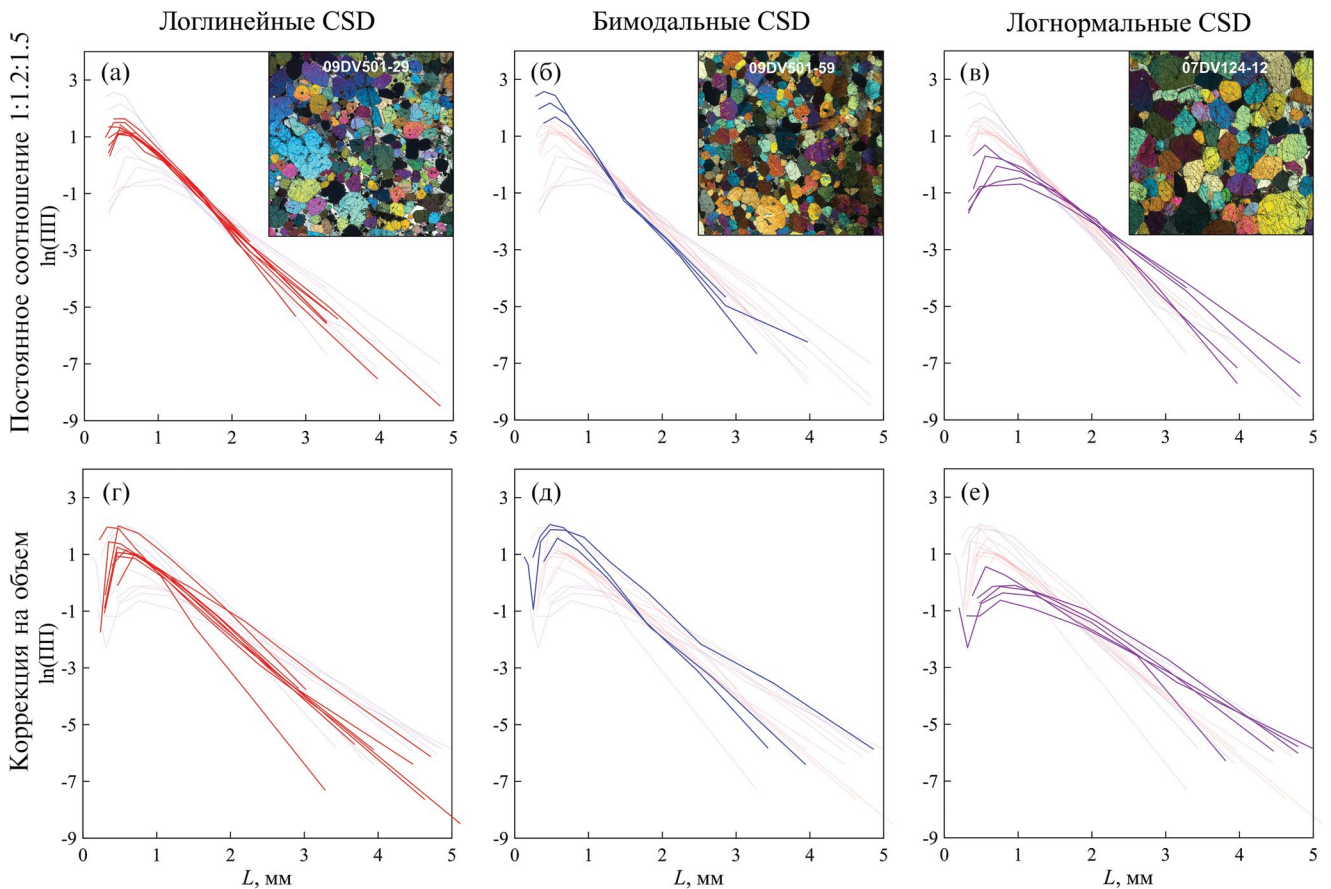


Рис. 4. Распределение кристаллов оливина по размеру: L – линейный размер (большая ось эллипсоида), ПП – плотность популяции. (а), (б), (в) – логлинейное, бимодальное и логнормальное CSD соответственно. Графики построены со стереологическим преобразованием с одинаковыми параметрами эллипсоида (1 : 1.2 : 1.5); (г), (д), (е) – графики построены со стереологическим преобразованием с параметрами эллипсоида, подобранными в каждом случае индивидуально для совпадения расчетной и фактической доли оливина. Каждый тип CSD иллюстрирован врезками со снимками шлифов типичных образцов; размеры врезок 1 × 1 см.

Метод получения CSD состоит в ручной разметке сканированных изображений шлифов и дальнейшем стереологическом преобразовании (приближение двумерных распределений к трехмерным) в программе CSDCorrections 1.6 (Higgins, 2000). При стереологическом преобразовании мы используем предположение о соотношении сторон аппроксимирующего эллипсоида 1:1.2:1.5 и хаотичной ориентировке кристаллов в пространстве. Данный подход хотя и не лишен доли неопределенности (как и любой другой при стереологической коррекции) используется нами для удобства сравнения очень близких по CSD пород. Для удобства читателя в Supplementary² приводятся файлы с разметкой для каждого образца, а в табл. 2 значения функций CSD для названного выше варианта стереологического преобразования³. Чтобы снять вопросы, почему выбранный подход оказывается оптимальным, мы также приводим CSD для изученных образцов, построенные при использовании коррекции на объем в программе CSDCorrections 1.6 (рис. 4г–4е). Важно отметить, что дополнительную погрешность в измерениях вызывает переход от векторных данных (разметка) к растровым в программе ImageJ и неидеальная аккуратность разметки зерен. И то, и другое можно назвать эффектом границ, который может занижать оценки доли кристаллов в плотных кумулатах, по-видимому, на 5–10% по сравнению с реальной, что видно из сравнения данных разметки с расчетами нормативной доли оливина.

Среди семнадцати CSD дунитов и плагиодунитов из настоящей и предыдущей работы (Соболев и др., 2023) удалось выделить три четкие группы распределений, которые мы называем логлинейными, бимодальными (состоит из двух логлинейных участков разного наклона) и логнормальными (рис. 4а, 4б, 4в соответственно). Классификация

данных CSD дана в табл. 1 (тип CSD). Первые два типа CSD занимают каждый свою довольно компактную область на диаграмме (рис. 4а, 4б). Логнормальные распределения несколько отличаются от образца к образцу (рис. 4в) и, возможно, группируются в еще два типа, природа различий, которых не выяснена из-за малой выборки внутри логнормальной группы (всего 5 образцов – 07DV124-03, 09DV501-37, 09DV501-62, 09DV501-82, 07DV124-12).

В разрезе дунитов перечисленные типы распределений чередуются между собой, что видно в табл. 1, где указаны высоты, отсчитанные от нижнего контакта массива. Массовая нормативная доля оливина в рассматриваемых образцах составляет от 80 до 96% и в среднем – 85%. При этом тип CSD не зависит от содержания интеркумулусных минералов, что можно проиллюстрировать вариациями содержаний в породах элементов, несовместимых с оливином (рис. 3б, 3в). Количество интеркумулуса контролируется в большей мере высотой в разрезе (см. ниже рис 6 – оценка пористости). В полевых условиях, несмотря на хорошую обнаженность плагиодунитовой части разреза (рис. 1в), визуальное порождение с разным распределением оливина пока отличить не удавалось.

Для пород с логлинейным распределением можно отметить некоторые характерные петрографические черты. В них иногда встречаются неровные, зубчатые границы между зернами оливина, что, вероятно, является следствием небольшого дорастания в кумулусе после осаждения (рис. 2а). Ассоциация минералов интеркумулуса обычно включает рассеянные сульфиды. Текстура на первый взгляд массивная, но визуальное по неизометричным сечениям может проследиваться слабовыраженная ориентировка оливина, по-видимому, планарная.

Важнейшей отличительной чертой дунитов с бимодальным CSD оливина является присутствие уплощенного таблитчатого оливина с преимущественным развитием грани 010. Такие кристаллы чаще встречаются в горизонте, находящемся выше 480 м, где они могут достигать в длину более 1 см, но отмечаются и в обр. 09DV501-59 (рис. 2б). В последнем размер их небольшой, в пределах 2–3 мм. Отношение сторон (AR) уплощенного оливина от размера кристаллов зависит слабо и для большинства кристаллов составляет 1:4–1:5. Для данных дунитов проследивается тенденция к директивности структур.

Оливин в дунитах с логнормальным CSD более идиоморфный, чем в других типах и чаще контактирует между собой отчетливо по граням. Хромшпинелид относительно редок, по сравнению с дунитами других типов CSD, встречается в интеркумулусе и во включениях в оливине. Вторичные изменения не развиты. Текстура, скорее, массивная чем директивная.

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary:

ESM_1.png – Образец 07DV124-03;
 ESM_2.png – Образец 09DV501-25;
 ESM_3.png – Образец 09DV501-29;
 ESM_4.png – Образец 07DV124-4;
 ESM_5.png – Образец 09DV501-37;
 ESM_6.png – Образец 09DV501-40;
 ESM_7.png – Образец 09DV501-42;
 ESM_8.png – Образец 07DV124-5;
 ESM_9.png – Образец 09DV501-62;
 ESM_10.png – Образец 09DV501-63;
 ESM_11.png – Образец 09DV501-64;
 ESM_12.png – Образец 09DV501-65;
 ESM_13.png – Образец 09DV501-82;
 ESM_14.png – Образец 07DV124-17.

³ Отметим, что разметка зерен может быть использована при обучении моделей машинного зрения. При необходимости получения полного набора данных просьба связаться с авторами.

Таблица 2. CSD для изученных образцов

<i>L</i>	ln(ПП)	<i>L</i>	ln(ПП)	<i>L</i>	ln(ПП)	<i>L</i>	ln(ПП)	<i>L</i>	ln(ПП)	<i>L</i>	ln(ПП)
07DV124-3*		07DV124-5		07DV124-17		09DV501-25		09DV501-29		09DV501-37	
4.82	-7	3.43	-5.41	3.97	-6.25	3.97	-7.52	3.28	-5.58	3.97	-7.71
3.28	-4.17	2.58	-3.62	2.86	-4.97	2.86	-4.8	2.24	-3.02	2.86	-4.23
2.24	-2.42	1.93	-2.1	2.06	-2.62	2.06	-2.72	1.52	-0.93	2.06	-2.14
1.52	-1.29	1.45	-0.88	1.48	-1.28	1.48	-0.74	1.038	0.3	1.48	-0.84
1.038	-0.69	1.086	0.12	1.065	0.53	1.065	0.3	0.707	0.92	1.065	-0.12
0.707	-0.74	0.815	0.47	0.767	1.55	0.767	0.98	0.482	1.32	0.767	0.19
0.482	-0.78	0.611	1.04	0.552	2.43	0.552	1.5	0.328	0.44	0.552	0.29
0.328	-1.31	0.458	1.12	0.397	2.57	0.397	1.5			0.397	-0.85
0.224	-1.48	0.343	0.32	0.286	2.41	0.286	0.98			0.286	-0.6
				0.206	1.09						
07DV124-4		07DV124-12		09DV501-54		09DV501-40		09DV501-42		09DV501-64	
3.28	-5.11	3.28	-4.34	7.07	-9.08	3.28	-5.53	3.28	-5.52	2.86	-4.67
2.24	-3.04	2.24	-2.37	4.82	-8.48	2.24	-2.82	2.24	-2.79	2.06	-2.6
1.52	-1.03	1.52	-0.94	3.28	-4.92	1.52	-0.88	1.52	-0.77	1.48	-1.19
1.038	0.34	1.038	-0.47	2.24	-2.79	1.038	0.26	1.038	0.32	1.065	0.34
0.707	1	0.707	-0.62	1.52	-1.07	0.707	1	0.707	0.98	0.767	1.3
0.482	1.22	0.482	-0.88	1.038	0.21	0.482	1.08	0.482	1.43	0.552	1.68
0.328	0.96	0.328	-1.71	0.707	0.96	0.328	1.23	0.328	-1.32	0.397	1.46
		0.224		0.482	1.34						
				0.328	1.35						
09DV501-59		09DV501-62		09DV501-63		09DV501-65		09DV501-82			
3.28	-6.66	4.82	-8.17	2.86	-5.32	2.24	-2.69	3.97	-7.16		
2.24	-3.23	3.28	-4.46	2.06	-2.66	1.52	-0.82	2.86	-4.44		
1.52	-1.3	2.24	-2.47	1.48	-0.67	1.038	0.33	2.06	-1.93		
1.038	0.62	1.52	-1	1.065	0.42	0.707	1.13	1.48	-1.04		
0.707	1.77	1.038	-0.26	0.767	1.2	0.482	1.12	1.065	-0.22		
0.482	2.17	0.707	-0.06	0.552	1.63	0.328	0.69	0.767	0.21		
0.328	1.96	0.482	-0.98	0.397	1.63			0.552	0.68		
0.224	0.75	0.328	-1.61	0.286	-1.1			0.397	0.31		
		0.224	-0.08								

Примечание. Приведены значения для пересчета с единичными параметрами аппроксимирующего эллипсоида 1:1.2:1.5 и степенью округлости зерен 0.4. *L* – линейный размер, ПП – плотность популяции.

*Номер образца.

Несмотря на приведенные особенности, корреляция петрографического облика пород с типом CSD оливина оказывается смазанной. Дело, очевидно, в том, что ранний ростовой процесс, формирующий распределение кристаллов оливина по размерам, будь он даже разным, в дальнейшем маскируется сходной посткомпакиционной историей кристаллизации интеркумулуса, которая определяет характер границ оливина, сохранность его кристаллографических форм и окончательный облик породы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование логлинейного, бимодального и логнормального CSD

При анализе CSD, в первую очередь, была сделана попытка сопоставить наклон линейного участка CSD со значением Mg# в породе. Мы предположили, что если, более магнезиальные породы сформировались из более горячей магмы, то при внедрении в один и тот же субстрат они должны

были кристаллизоваться быстрее из-за большего градиента температуры и иметь больший наклон CSD. Важно, что наклон можно рассматривать только для унимодальных распределений, близких к прямой в логарифмических координатах. Так, для гарцбургитов и пироксенитов Бушвельдского комплекса (Bushveld) авторы статьи (Boorman et al., 2004) называли все CSD логлинейными, что является слишком обобщающим предположением. Поэтому мы ввели классификацию на действительно логлинейные и отклоняющиеся в сторону бимодальной или логнормальной формы. Дуниты с логлинейным CSD могут иметь как высокие, так и низкие значения магнезиальности, а наклон CSD у них примерно одинаков. Это может свидетельствовать в пользу того, что при амальгамации интрузива разница в 100°C между внедряющимися порциями магм может провоцировать только локальное ускорение кристаллизации, тогда как в глубине порции, скорость остывания меняется слабо. При этом для дунитов с бимодальным CSD магнезиальность (Mg#) всегда оказывается высокой (линия оливинового контроля Fo_{88}) (рис. 3а), но высокое значение Mg# не всегда сопровождается образованием бимодального CSD (т.е. ускорением кристаллизации).

Если рассматривать систему с малым содержанием воды, слабо зависящую от давления, главным фактором, определяющим конечный размер кристаллов и форму CSD для магматической кристаллизации, является скорость остывания магмы или тепловой поток из нее (Marsh, 1998; Zieg, Marsh, 2002; Špillar, Dolejš, 2014). Валовая скорость кристаллизации зависит от теплового потока, формы ликвидусной поверхности и скрытой теплоты кристаллизации. Многими исследователями вслед за (Marsh, 1998) была принята позиция, что валовая скорость кристаллизации в закрытой системе возрастает по сигмоидальной функции, основанная на наблюдениях кристаллизации лавовых озер (Cashman, Marsh, 1988) (сейчас это положение некоторым исследователям уже не кажется однозначным). Тогда нуклеация возрастает по экспоненте (чем и обуславливается экспоненциальное распределение, линейное в логарифмических координатах), а скорость роста предполагается постоянной. Мы полагаем, что если такой режим с возрастанием скорости валовой кристаллизации и существует, то в расслоенных интрузивах он характерен только для этапов закалки. Когда же этот относительно быстрый этап проходит, валовая скорость кристаллизации со временем снижается (Френкель и др., 1988), к тому же аккумуляция кристаллов делает систему открытой. Наблюдаемое содержание оливина связано с его осаждением и компакцией, а первичную кристаллизацию необходимо рассматривать в пределах 20–30%, как оценивают долю кристаллов для начальных магм

Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018). И все же в кумулатах не редки логлинейные CSD, характерные в том числе для простейшего случая закрытой системы лавового озера.

Существуют аргументы, что основная масса кристаллов в простейшем случае образуется в режиме падающего или близкого к постоянному теплового потока из кристаллизующегося элементарного объема. Во-первых, нередко ситуация, когда скелетные реберные кристаллы составляют обогащенные фосфором ядра полногранных выпуклых зерен оливина как в эффузивных (Milman-Barris et al., 2008), так и в интрузивных (Welsch et al., 2014) обстановках. Это обстоятельство побудило некоторых исследователей предположить, что любой рост магматического оливина начинается со скелетного этапа (Welsch et al., 2013). Скелетные кристаллы, обогащенные фосфором, с периодическими вторичными ребрами, получены в ходе эксперимента при постоянной скорости охлаждения, в частности при переохлаждении всего 25°C (Shea et al., 2019). Дополнительным аргументом снижения скорости роста со временем является постепенное уменьшение отношения длины к ширине, например в пироксенах, что можно проследить при наличии в них секториальной зональности. Таким образом, налицо ситуация, когда на первом этапе кристалл растет с наибольшей скоростью, после чего она снижается, т.е. переохлаждение магмы уменьшается со временем. Во-вторых, решение независимой тепловой задачи (Френкель и др., 1988) демонстрирует, что скорость объемной кристаллизации в конвектирующем объеме сначала резко возрастает, а затем большую часть времени снижается. При этом кристаллы первого этапа могут удаляться гравитационным фракционированием.

Учитывая экспериментальные работы (Schiavi et al., 2009; Ni et al., 2014) и наблюдения за кристаллизацией лавовых озер (Cashman, Marsh, 1988), можно сделать предположение, что первичные ростовые распределения при простом естественном охлаждении обычно имеют логлинейную форму CSD (рис. 4а), даже при разных режимах кристаллизации как в закрытой, так и в открытой системах. При этом более аргументированной кажется позиция, что тепловой поток из системы на основном этапе кристаллизации убывает, а ядра кристаллов растут при большем переохлаждении, чем периферийные части. Окончательно в каждом конкретном случае, этот вопрос должен решаться с привлечением дополнительных структурных аргументов, например, зональности по несовместимым элементам, таким как фосфор или алюминий.

Отклонение от линейности, выраженное в отсутствии самых малых кристаллов и уменьшении плотности популяции слева от пика распределения может быть следствием растворения наиболее тонкозернистой фракции (Higgins, 1998). В то же

время причина может крыться в замедлении или остановке нуклеации на последних этапах кристаллизации, например в кристаллическом осадке (Simakin et al., 2020), когда малое расстояние между кристаллами обеспечивает эффективную диффузию в расплаве и появление объемов с пересыщением, достаточным для нуклеации, не происходит. Другая причина высказана в (Marsh, 1998), когда замедление нуклеации вызвано простым отсутствием пространства для новых зародышей при степени кристаллизации, близкой к 100%. Замедление нуклеации в конце кристаллизации также упоминается и в (Resmini, 2007). Так как популяции кумулатов кристаллизовались не более чем до 20–30% (Ariskin et al., 2018), объяснение в (Marsh, 1998) не подходит. Замедление нуклеации может быть объяснено в том числе сильным снижением теплового потока настолько, что даже гетерогенное зарождение уже не происходит, а остается только процесс медленного дорастания уже имеющихся кристаллов. Сегрегация растущей популяции будет усиливать этот эффект. При ней удельный тепловой поток из среды и валовая скорость кристаллизации могут не меняться, а вот линейная скорость роста и, соответственно, пересыщение должны снижаться; из-за увеличения суммарной площади поверхности кристаллов нуклеация может попросту прекращаться в этом случае, причем довольно резко. Таким образом, отсутствие малых кристаллов вызвано, вероятно, сочетанием диффузионного фактора, увеличением суммарной площади и падением скорости охлаждения.

Для образования мелкой популяции бимодального распределения (рис. 4б) необходимо внедрение в среду с большим температурным контрастом, возможно, с ограниченным участием смещения магмы. В Йоко-Довыренском массиве это обеспечивается взаимодействием порций магм с температурой 1190 и 1290°C (Ariskin et al., 2018), когда в части наиболее высокотемпературных порций кристаллизация ускоряется. Вероятно, более пологий участок распределения (крупные кристаллы) – это интрателлурическая популяция, доросшая в камере, а крутой участок (мелкие кристаллы) – это индивиды, зародившиеся и выросшие исключительно в камере. Пологий участок бимодального CSD близок или совпадает по наклону с логлинейным типом CSD. Это означает, что начало кристаллизации обоих типов кумулатов происходило при близком температурном градиенте, но только часть из них вошла в близкий контакт с холодной средой. Мелкая популяция составляет от 67 до 75% объема оливина бимодальных дунитов с $F_{0.88}$. Значит, в камере могло закристаллизоваться более половины массы кристаллов, слагающих эти кумулаты.

Интерпретировать редкие уплощенные кристаллы оливина (рис. 2а) можно как начало кристаллизации второй популяции, когда охлаждение

происходило наиболее быстро. Тогда кристаллизовались тонкие таблички или скелетные ядра оливина. Такие таблитчатые кристаллы оливина нередко можно наблюдать среди фенокристов в вулканитах. Когда скорость остывания замедлилась, докристаллизация табличек происходила уже с примерно одинаковой скоростью по всем граням. Таким образом, часть больших, сильно вытянутых в шлифах кристаллов в бимодальных дунитах может быть не самой ранней.

Образец 07DV124-17 с бимодальным CSD попадает в область слабо контаминированных дунитов по (Ariskin et al., 2018). В том числе в этом образце получены немного повышенные изотопные характеристики кислорода в оливине. Для получения такого изотопного состава кислорода при контаминации расплава доломитами, необходимо растворение всего 1–3% карбонатного материала (Ariskin et al., 2018). Очевидно, такое незначительное количество контаминанта не может существенно сказываться на тепловом режиме при кристаллизации обр. 07DV124-17, так как CSD в данном образце совпадает с бимодальным из области разреза, где признаков контаминации не отмечается вообще.

Важнейшим отличием логнормального CSD (рис. 4в) от логлинейного является больший средний размер зерна. Для объяснения укрупнения зерен в кумулусе часто привлекается процесс растворения мелких индивидов и дорастания за их счет крупных, что описывается различными моделями (DeHoff, 1991; Higgins, 2006; Lifshitz, Slyozov, 1961; Simakin, Bindeman, 2008). На счет укрупнения часто относят и образование логнормальной формы CSD. Одним из механизмов укрупнения популяции может быть оствальдовское созревание. Хотя в твердом виде или в присутствии первых процентов расплава его протекание нельзя исключить наверняка (Faul, Scott, 2006), косвенным аргументом против будет сравнение образцов дунитов 07DV124-17 и 09DV501-59. CSD оливина в них практически идентично, но доля интеркумулуса различна: первый образец представляет собой почти адкумулат, где кристаллы оливина находятся в контакте, а во втором присутствует значительное количество интеркумулуса. Важно, что укрупнение в твердом состоянии точно невозможно привлечь для объяснения ситуации с большинством рассматриваемых дунитов Йоко-Довыренского массива, где кристаллы оливина идиоморфные и изолированы друг от друга интеркумулулом.

Созревание в присутствии большого количества расплава доказано экспериментально (Sabane et al., 2005; Park, Hanson, 1999), хотя в точности их результаты теории Оствальда не соответствуют (Симакин А.Г., устное сообщение). Также существуют сомнения в правильности интерпретации этих экспериментов, из-за ограничений точности контроля температуры (Simakin, Bindeman, 2008).

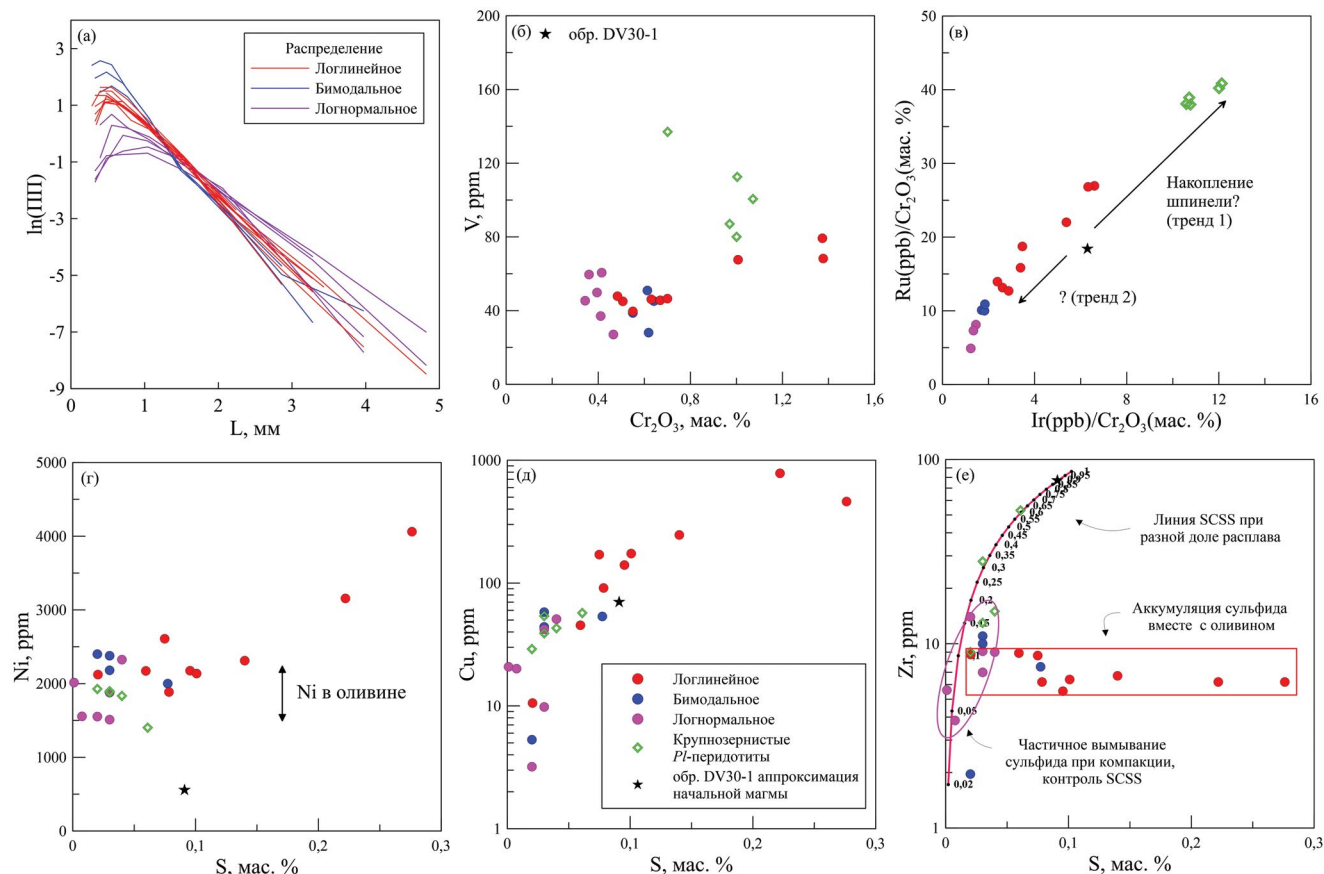


Рис. 5. CSD оливина и геохимические диаграммы для валовых содержаний в породах (V, Cr, ЭПГ, Cu, Ni, S и Zr), значение SCSS рассчитано в программе КОМАГМАТ-5.3.

Без экстраполяции применить данные экспериментов невозможно, так как при продолжительности в 10–20 дней размер кристаллов при созревании в среднем достигает только первых сотых долей миллиметра. Интересно, что формы CSD в продуктах экспериментов оказываются близки, визуально их можно отнести, скорее, к логлинейному нежели к логнормальному распределению, правда, при этом нормированная форма распределений в (Sabane et al., 2005) с некоторого момента перестает меняться с увеличением продолжительности эксперимента, как и предсказывает теория. Воспользовавшись уравнениями из работ, цитируемых выше, можно подсчитать, что укрупнением малой начальной популяции зародышей популяцию со средним размером кристаллов (1 мм) можно получить по уравнению (Sabane et al., 2005) за 3160 лет, а по уравнению (Park, Hanson, 1999) — 9940 лет. Роль осцилляций температуры продемонстрировали (Simakin, Bindeman, 2008), когда даже при амплитуде в 2°С (характерной для контроллеров, применяемых в экспериментах) происходит растворение—доращение по механизму, отличному от теоритического оствальдовского процесса.

По мнению (Simakin et al., 2020), важно, что при осцилляциях температуры растворение контролируется диффузией и его скорость зависит от размера индивида, а скорость роста контролируется переохлаждением и не зависит от размера кристалла, что продуцирует логнормальное CSD. В то же самое время механизм созревания CN или LSW (DeHoff, 1991; Lifshitz, Slyozov, 1961), скорее, может играть роль в растворении лишь самых малых кристаллов в популяции.

Корреляция между CSD и валовыми содержаниями S, Ni, Cu, Cr, Ru, Ir, Zr

Породы с логнормальным CSD оказываются самыми обедненными халькофильными элементами и хромом (рис. 5б, 5г, 5д). Образцы с бимодальным CSD ложатся в область промежуточных содержаний, а образцы с логлинейным CSD показывают самый протяженный тренд в сторону обогащения Ni, Cu, S (рис. 5г, 5д). Важно, что сопряженного обогащения хромитом в них нет, богатые хромитом образцы могут быть и бедны халькофилами. Отчасти такое содержание халькофилов можно было

бы объяснить тем, что для бимодальных дунитов характерна повышенная магнезиальность. Такие магмы из одного источника должны содержать меньшие концентрации несовместимых с оливином элементов, в том числе Cu и S . Однако проблема в том, что самые бедные серой породы с логнормальным CSD в целом являются и наименее магнезиальными. Напротив, обр. 07DV124-4 относительно высокомагнезиальный, при этом имеет логлинейный CSD и повышенные содержания Ni , Cu , S . Итак, простого тренда накопления несовместимого элемента в координатах магнезиальность–сера не наблюдается. Значит, в убого минерализованных породах содержание сульфида не отвечает равновесной кристаллизации без аккумуляции.

Информативным оказывается рисунок в координатах $\text{S}-\text{Zr}$ (рис. 5е), где сера отражает количество сульфида (в том числе растворенного в расплаве), а цирконий захороненного в кумулусе расплава. Здесь составы пород распадаются на два тренда. Первый маркирует обогащение серой при примерно постоянном содержании интеркумулусного силикатного расплава (постоянном Zr) и превышает предел SCSS, который для данных составов оказывается близок к 0.1 мас. % S для чистого расплава. Это означает избыточную механическую аккумуляцию сульфида в дунитах с логлинейным CSD на этапе осаждения оливина. Для более наглядной демонстрации накопления сульфида мы рассчитали в программе КОМАГМАТ-5.3 траекторию кристаллизации обр. DV30–4. Это плагиоферидотит, отобранный на отметке разреза 5.4 м и находящийся близко к линии оливинового контроля $F_{0.88}$. Для предполагаемых параметров равновесия при внедрении (модельная температура 1300°C, $F_{0.87,3}$), количество расплава составляет 55.7 мас. %. Значение SCSS при этих параметрах составляет 0.1024%. Используя известную концентрацию Zr в породе (48 ppm), мы рассчитали линию контроля SCSS в породах при разной массовой доле расплава (рис. 5е). Отметим, что породы, лежащие на линии оливинового контроля $F_{0.88}$, имеют большие содержания железа и большую расчетную SCSS при той же температуре (примерно на 0.02 мас. %). Однако при температуре равновесия, близкой к 1200°C, SCSS также оказывается близка к 0.1 мас. %. В дунитах с логнормальным CSD (фиолетовые символы на рис. 5е), обеденных сульфидом, его конечное содержание примерно контролируется пределом SCSS. Эти породы составляют часть второго тренда. Его продолжение составляют образцы плагиоферидотитов (подстилают дуниты), в которых на момент аккумуляции оливина насыщение по сульфиду еще не было достигнуто. Этот тренд можно назвать буферированным SCSS, а указывает он на аппроксимирующий начальную магму обр. DV30-1.

Из других особенностей валового химического состава пород можно отметить обедненность

дунитов с логнормальным CSD хромом (рис. 5б). Поведение хромита при прокачке неравновесного расплава похоже на поведение сульфида, т.е. он тоже растворяется и выносится, но только в том случае, если он не изолирован внутри оливина. Интересным оказывается построение в координатах $\text{Ir}/\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{Ru}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ (рис. 5в), впервые для рассматриваемых пород приведенное в (Арискин и др., 2018). Согласно цитируемой работе, накопление шпинели вызывает повышение отношений (тренд 1), а понижение температуры магмы и продолжающаяся кристаллизация на внутрикамерном этапе – понижение отношений (тренд 2). На рис. 5в видно, что все четыре описанных петрографических типа пород четко подразделяются на группы. В работе (Арискин и др., 2018) отмечается, что в подстилающих плагиоферидотитах включения тугоплавких платиноидов (Ru , Os , Ir) преимущественно встречаются в шпинели, находящейся в виде включений в оливине, причем включения Ir фаз преобладают над включениями Ru фаз. Хотя экспериментальные коэффициенты распределения для Ir и Ru между хромитом и силикатным расплавом слабо отличаются, названные природные наблюдения позволяют дать интерпретацию значениям $\text{Ir}/\text{Cr}_2\text{O}_3$, $\text{Ru}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ для пород с логнормальным CSD. Минимальные значения для них, вероятно, обеспечиваются совместным контролем платиноидов хромитом и сульфидом. Так как сульфидный расплав находится в поровом пространстве между оливином, он потенциально может быть удален полностью, а вместе с ним и растворенная в нем часть платиноидов. Изолированный в оливине хромит при этом не выносится. Большой вынос Ru по сравнению с Ir отвечает, соответственно, предпочтительному распределению Ru в несмесимый сульфидный расплав по сравнению с Ir .

Параллели с дунитами Маунт Кит

В дунит-коматиитовом комплексе Маунт Кит в Западной Австралии, описанном в (Godel et al., 2013), наблюдается картина, очень похожая на случай, описанный в настоящей работе. Рассмотренные в (Godel et al., 2013) породы имеют очень низкую пористость и являются адкумулатами. Тем не менее в них тоже отмечено обеднение кумулатов с более крупным оливином (аналог логнормальных в Йоко-Довыренском массиве) рассеянными сульфидами, содержание которых контролируется SCSS. Менее крупнозернистые породы (хотя и имеющие CSD, тоже близкие к логнормальному), напротив, обогащены сульфидом выше предела SCSS. Оба типа пород тесно пространственно взаимосвязаны так, что в приполированном фрагменте зерна протяженностью 18 см (см. Fig. 6 в Godel et al., 2013) среди мелкозернистой матрицы видны крупнозернистые дуниты. Они же относительно

обеднены хромитом. Дополнительным аргументом, подтверждающим сходство с Маунт Кит комплексом, является гетерогенность разреза по магнезиальности валового состава пород, $Mg\# = 91-94$. Так как подавляющее большинство рассмотренных в настоящей работе довыренских пород не являются адкумулятами, а имеют до 20% интеркумуляуса, можно предполагать, что адкумулятивный процесс, проявленный в Маунт Кит комплексе, не затрагивает захороненную в кумулусе сульфидную жидкость. Это наблюдение может быть важно при рассуждениях о природе адкумулятов.

Гипотеза образования дунитовой части разреза

Помимо простейшего предположения о быстром заполнении большой камеры интрузива единой порцией гомогенной магмы были предложены схемы, когда заполнение происходит постепенно последовательными несколько разделенными по времени импульсами близкой по составу магмы (Menand, 2008; Annen, 2009). Заполнение камеры разнородной по составу магмой при последовательных магматических импульсах для Стиллуотерского комплекса предположил (Helz, 1995), указав, что порядок кристаллизации нижней и ультраосновной частей разреза может быть получен лишь при смешивании двух разных составов из силлов, сопровождающих основное тело. Для Йоко-Довыренского массива была предположена сходная интерпретация (Ariskin et al., 2018), но с отсутствием на некотором начальном этапе эффективного перемешивания порций магм, несколько отличных по температуре (1190 и 1290°C), из-за чего происходило внедрение порций магмы между основным объемом камеры и кумулятивной толщей. Дело в том, что, если более горячая магма внедряется под более холодную, но и при этом в более дифференцированную по составу, результирующая разность плотностей предохранит порции магмы от перемешивания, а граница между ними может сохраниться (Turner, Campbell, 1986). Насыщенная кристаллами магма может некоторое время вести себя как суспензия, когда ее движение оказывается быстрее их оседания. В некоторых аналоговых экспериментах оседание тормозится мелкомасштабной турбулентностью (Lavorel, Le Bars, 2009), а при численном моделировании крупномасштабной конвекции существуют такие ее режимы, когда частицы вовсе не оседают, а ведут себя как маркеры (Patočka et al., 2020). К тому же результирующая вязкость насыщенной кристаллами магмы несколько больше, чем вязкость чистого расплава или магмы с меньшей долей кристаллов (Caricchi et al., 2007). Если магма, насыщенная кристаллами, внедряется под слой чистого расплава или в магму с меньшей долей кристаллов и ведет себя как суспензия, это предохраняет порции от перемешивания, будь они даже

одинаковыми по температуре и составу. Будет ли происходить конвекция во внедренном слое, остается вопросом, однако расчеты для случая, который предполагаем мы для самых горячих порций, приведены в (Huppert, Sparks, 1981). Они подтверждают, что конвективное перемешивание горячей порции магмы будет продолжаться до тех пор, пока она не придет в температурное равновесие с вмещающей средой за счет кристаллизации. Хотя в случае Йоко-Довыренского массива против полного или даже значительного достижения температурного равновесия каждой внедренной порции магмы до момента оседания в ней кристаллов, свидетельствует описанная в довыренских ультрамафитах гетерогенность в поле $MgO-FeO$. Приходится признать, что докристаллизация горячих порций магмы все же произошла, но в условиях активного конвективного перемешивания, что и приводило к образованию бимодального CSD лишь в некоторой доле объема высокотемпературных внедрений. Образование вытянутого, вероятно, скелетного оливина происходило спорадически, при периодическом достижении высокого переохладения в данном участке магматической суспензии. Активная докристаллизация горячих порций магмы еще до оседания кристаллов, на самом деле, усложняет задачу оценки наиболее высокой температуры внедрявшихся магм, и она может быть выше, чем приведенная в (Ariskin et al., 2018) — 1190–1290°C.

Из-за обоснованного выше несмешивания различных порций магмы до оседания кристаллов в каждой из них, получается переслаивание кристаллической каши, полученной из ее разных порций. При достижении некоторой критической мощности каши и достаточном прогреве вмещающей среды начинается компакция, которая доводит долю кристаллов в каше уже до 80–95%. Во время компакции начинается вторая фаза, расплав начинает фильтроваться внутри каши и проиходит контакт кристаллов уже не только с материнским расплавом, но и с расплавом предыдущих порций. Через слой низкотемпературной кристаллической ассоциации рано или поздно будет фильтроваться более горячий расплав. Это будет приводить к растворению кристаллического каркаса оливина и хромита. Если толща состоит из многих чередующихся порций кристаллической каши, разной по температуре, тогда могут иметь место множественные акты растворения—дораствания, как описано в (Simakin et al., 2020). Это приведет к образованию логнормального CSD в более низкотемпературной каше на месте фокусировки потоков фильтрации. О такой промывке интерстициальным расплавом говорит низкое содержание халькофилов и серы в дунитах с логнормальным CSD, что обеспечивается растворением несмесимого сульфида до момента достижения в расплаве концентрации SCSS. В эксперименте (Mungall, Su, 2005) показано, что смачивающие

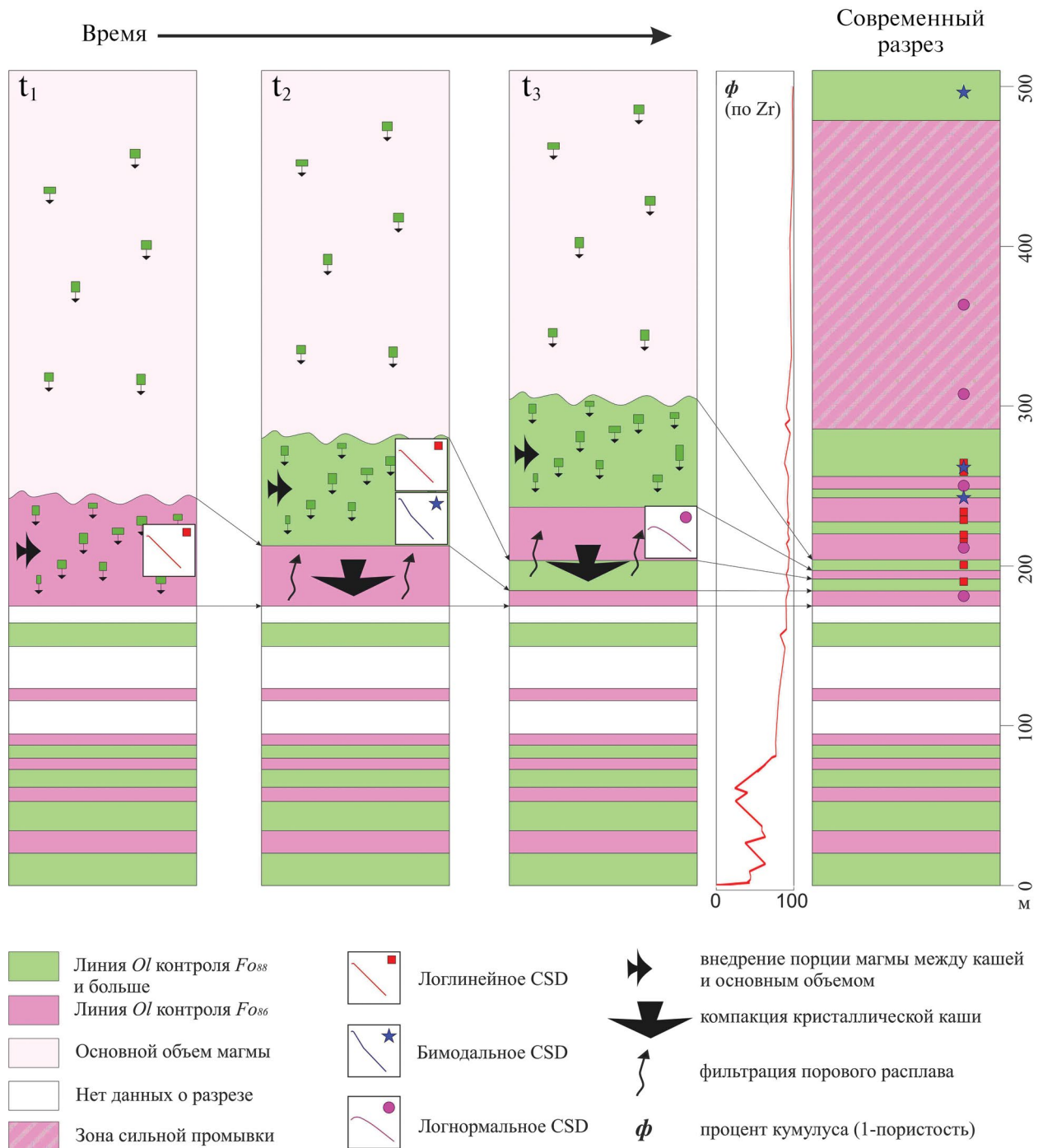


Рис. 6. Схематичный сценарий формирования нижней части разреза Йоко-Довыренского массива с образованием скрытой расслоенности и трех типов CSD оливина. Показано несколько этапов эволюции: t_1 – внедрение более холодной порции (F_{086}) магмы с логлинейным CSD между кристаллической кашей и бедным кристаллами основным объемом магмы в камере, когда компакция каши еще не началась; t_2 – внедрение более горячей порции (F_{088}) с логлинейным CSD, когда в ее подошве и кровле кристаллизация ускоряется и образуется бимодальное CSD, в каше начинается компакция; t_3 – внедрение следующей горячей порции. В гетерогенной по температуре и составу в каше идет компакция, в холодных объемах каши, на месте фильтрации горячего порового расплава, происходит растворение оливина, хромита и сульфидов. На современном разрезе показано положение точек с CSD трех типов и наблюдаемое количество оливина (ϕ), рассчитанное по содержанию Zr. Расслоенность по F_0 и оценка пористости построены на основе геохимических данных по разрезу Большой-Центральный (Ariskin et al., 2018) с небольшими упрощениями.

свойства силикатного расплава по отношению к твердым силикатным фазам гораздо больше, чем смачивающая способность сульфида. Поэтому мелкие капли сульфида в плотной кристаллической каше оказываются запертыми в раздувах сети пор, где они имеют наиболее изометричную форму. При прогрессирующей компакции и прокатке в тонкой сети пор силикатной жидкости снова мобилизовать сульфид можно только растворяя его в фильтрующемся расплаве. Обобщение предложенного сценария можно рассмотреть на рис. 6.

В качестве причины растворения—дораствания можно также предположить альтернативу прокатке горячего расплава, когда растворение происходит из-за нагревания холодной подстилающей каши горячей порцией магмы. Однако при таком механизме распространение логнормального CSD оливина, вероятно, должно носить весьма ограниченный характер. В то же время в разрезе дунитов Йоко-Довыренского массива имеется весьма мощная часть (почти 200 м), где развито только логнормальное CSD. Можно предполагать, что более обоснованный выбор сценария могли бы подкрепить расчетные данные, но нам видится наиболее продуктивным подходом детальные (а не по принципу разреза со случайным отбором проб) наблюдения на природных обнажениях с опорой на приведенные в работе структурные данные.

ВЫВОДЫ

Представленный сценарий является возможным приближением, которое объясняет типы CSD оливина и химический состав дунитов. Аккумуляция сульфидного расплава без последующей его ремобилизации отмечена только в дунитах с логлинейным CSD. Корреляция между формой CSD и магнезиальностью породы вкупе с характерным габитусом некоторых кристаллов позволяет утверждать, что для части более горячих порций магмы имело место ускорение охлаждения с образованием бимодального CSD оливина. Некоторые порции кристаллической каши или магмы испытывали нагревание и частичное растворение мелких кристаллов с последующим дорастанием крупных, а также выносом аккумулярованного сульфидного расплава и части хромита, возможно, при промывке неравновесным горячим расплавом во время компакции, что обусловило образование логнормального CSD оливина и пониженные концентрации халькофильных элементов и хрома в породе. Последнее подтверждается также содержаниями Ru и Ir.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Кислову Е.В., Бухареву А.Ю., Тарквини С. и Симакину А.Г. за содействие на разных этапах работы, продуктивные обсуждения и замечания, последнему также за рецензию работы, которая позволила улучшить рукопись.

Источники финансирования. Статья подготовлена в рамках госзадания ГЕОХИ РАН по теме “Изучение геохимических, космогонических и космохимических процессов методами математического моделирования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Николаев Г.С., Данюшевский Л.В. и др. Геохимические свидетельства фракционирования платиноидов иридиевой группы на ранних стадиях кристаллизации довыренских магм (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2018. № 5. С. 573–588.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. Бурятского НЦ, 1998. 265 с.

Конников Э.Г., Ковязин С.В., Некрасов А.Н., Симакин С.Г. Флюидно-магматическое взаимодействие мантийных магм с породами нижней коры: данные изучения включений в минералах интрузий // Геохимия. 2005. № 10. С. 1–10.

Орсоев Д.А. Анортозиты малосульфидного платиноносного горизонта (Риф I) в верхнерифейском Йоко-Довыренском массиве (Северное Прибайкалье): новые данные по составу, ЭПГ-Cu-Ni минерализации, флюидному режиму и условиям образования // Геология рудн. месторождений. 2019. Т. 61. № 4. С. 15–43.

<https://doi.org/10.31857/S0016-777061415-43>

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива. Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузивах. М.: Наука, 1978. С. 85–96.

Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С. и др. Распределения кристаллов по размеру как ключ к эволюции протокумуляса в расслоенных массивах: эксперименты, расчеты и практика определения CSD // Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 649–665.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм: М.: Наука, 1988. 216 с.

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., Danyushevsky L.V., Kislov E.V. et al. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunites based on quantitative sulfide mineralogy // Mineral. Deposita. 2016. V. 51. № 8. P. 993–1011.

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>

Barnes S.J. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 15. P. 71–74.

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>

Cabane H., Laporte D., Provost A. An experimental study of Ostwald ripening of olivine and plagioclase in silicate melts: Implications for the growth and size of crystals in magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. № 1. P. 37–53.

<https://doi.org/10.1007/s00410-005-0002-2>

Caricchi L., Burlini L., Ulmer P. et al. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 264. № 3–4. P. 402–419.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.032>

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>

DeHoff R.T. A geometrically general theory of diffusion controlled coarsening // *Acta Metallurgica et Materialia*. 1991. V. 39. № 10. P. 2349–2360.

[https://doi.org/10.1016/0956-7151\(91\)90016-T](https://doi.org/10.1016/0956-7151(91)90016-T)

Faul U.H., Scott D. Grain growth in partially molten olivine aggregates // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. № 1. P. 101–111.

<https://doi.org/10.1007/s00410-005-0048-1>

Godel L.M., Barnes S.J., Barnes S. Deposition mechanisms of magmatic sulphide liquids: evidence from high-resolution X-ray computed 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>

Helz R.T. The Stillwater Complex, Montana: a sub-volcanic magma chamber? // *Amer. Mineral.* 1995. V. 80. № 11–12. P. 1343–1346.

<https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1225>

Higgins M.D. Origin of anorthosite by textural coarsening: quantitative measurements of a natural sequence of textural development // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 7. P. 1307–1323.

<https://doi.org/10.1093/petrology/39.7.1307>

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. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2006. 265 p.

<https://doi.org/10.1017/CBO9780511535574>

Holness M.B., Cheadle M.J., McKenzie D. On the use of changes in dihedral angle to decode late-stage textural evolution in cumulates // *J. Petrol.* 2005. V. 46. № 8. P. 1565–1583.

<https://doi.org/10.1093/petrology/egi026>

Huppert H.E., Sparks R.S.J. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 75. № 3. P. 279–289.

<https://doi.org/10.1007/BF01166768>

Lavorel G., Le Bars M. Sedimentation of particles in a vigorously convecting fluid // *Physical Rev. E – Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*. 2009. V. 80. № 4. P. 1–8.

<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.80.046324>

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)

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/petrology/39.4.553>

Menand T. The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 267. № 1–2. P. 93–99.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.043>

Milman-Barris M.S., Beckett J.R., Baker M.B. et al. Zoning of phosphorus in igneous olivine // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. V. 155. № 6. P. 739–765.

<https://doi.org/10.1007/s00410-007-0268-7>

Mungall J.E., Su S. Interfacial tension between magmatic sulfide and silicate liquids: Constraints on kinetics of sulfide liquation and sulfide migration through silicate rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 234. № 1–2. P. 135–149.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.035>

Ni H., Keppler H., Walte N. et al. In situ observation of crystal growth in a basalt melt and the development of crystal size distribution in igneous rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 167. P. 1003.

<https://doi.org/10.1007/s00410-014-1003-9>

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)

Patočka V., Calzavarini E., Tosi N. Settling of inertial particles in turbulent Rayleigh-Bénard convection // *Physical Rev. Fluids*. 2020. V. 5. № 11.

<https://doi.org/10.1103/PhysRevFluids.5.114304>

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>

Shea T., Hammer J.E., Hellebrand E. et al. Phosphorus and aluminum zoning in olivine: contrasting behavior of two nominally incompatible trace elements // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2019. V. 174. P. 85.

<https://doi.org/10.1007/s00410-019-1618-y>

Schiavi F., Walte N., Keppler H. First in situ observation of crystallization processes in a basaltic-andesitic melt with the moissanite cell // *Geology.* 2009. V. 37. № 11. P. 963–966.

<https://doi.org/10.1130/G30087A.1>

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

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>

Turner J.S., Campbell I.H. Convection and mixing in magma chambers // *Earth Sci. Rev.* 1986. V. 23. № 4. P. 255–352.

[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(86\)90015-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90015-2)

Welsch B., Faure F., Famin V. et al. Dendritic crystallization: a single process for all the textures of olivine in basalts? // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 3. P. 539–574.

<https://doi.org/10.1093/petrology/egs077>

Welsch B., Hammer J., Hellebrand E. Phosphorus zoning reveals dendritic architecture of olivine // *Geology.* 2014. V. 42. № 10. P. 867–870.

<https://doi.org/10.1130/G35691.1>

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>

Three Types of Olivine Crystal Size Distribution in Dunites from the Yoko-Dovyren Layered Massif as Signals of Their Different Crystallization History

S. N. Sobolev¹, A. A. Ariskin^{1, 2}, G. S. Nikolaev¹, 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*

Crystal size distributions (CSD) of olivine were obtained for 17 samples of plagiodunite and *PI*-bearing dunite from the central part of the Yoko-Dovyren massif, northern Baikal region, Russia. Three types of CSD were identified: loglinear, bimodal, and lognormal. Combining these data with the results of petrological reconstructions, which earlier revealed two main types of the Dovyren magmas (using the method of geochemical thermometry), we proposed a basic scenario of interaction between magmatic suspensions of different temperature to explain the diversity of the CSD. The intratelluric olivine transported by magmas of different temperature, which had not subjected to abrupt cooling or heating in the chamber, retained an original loglinear CSD. For some portions of the hottest magma (~1290°C), it is assumed that the original olivine evolved into a bimodal CSD due to accelerated crystallization at faster cooling of the hightemperature injections contacting relatively cold crystal mush (~1190°C). An interpretation of the lognormal CSD suggests that part of the olivine crystals composing the protocumulate systems efficiently interacted with the pore melt infiltrating upward during the compaction of the underlying crystal mush. This led to cycles of partial dissolution and regrowth of the olivine grains resulting in a final lognormal CSD. The infiltrating hot melt, which was undersaturated with immiscible sulfide liquid, could dissolve sulfides preexisting in the lowtemperature mush. This produced dunites with lognormal CSD relatively depleted in sulfur and chalcophile elements. The lognormal CSD is considered to be a marker of crystal mush regions through which the focused infiltration of the pore melt proceeded.

Keywords: Yoko-Dovyren massif, crystal size distribution, CSD, dunite, compaction, crystal mush, sulfide melt, differentiation dynamics, infiltration focusing, disseminated sulfide mineralization